Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Philipps-Universität Marburg/Lahn

vorgelegt von
Dietrich Helmcke
aus Berlin

Marburg/Lahn 1969

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41534909_0023

Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Philipps-Universität Marburg/Lahn

vorgelegt von
Dietrich Helmcke
aus Berlin

Marburg/Lahn 1969

Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Philipps-Universität Marburg/Lahn als

Dissertation angenommen am: 23. 6. 1969
Tag der mündlichen Prüfung am: 2. 7. 1969
Berichterstatter: Professor Dr. V. JACOBSHAGEN
Mitberichterstatter: Professor Dr. M. LINDSTRÖM

Gedruckt mit Unterstützung des Marburger Universitätsbundes

Fotodruck: Mikrokopie GmbH, 8 München 22, Bruderstraße 9

I N H A L T

Seite

Zusammenfassung 1
Vorwort 4
Geographische Lage 6
Erforschungsgeschichte 8
STRATIGRAPHIE 11
Arlberg-Schichten 11
Raibler Schichten 12
Hauptdolomit 15
Plattenkalk 20
Kössener Schichten 23
Rätolias-Kalk 32
Spaltenbildung und Ausarbeitungserscheinungen im tieferen Lias 41
Unterlias-Rotkalk 43
Allgäu-Schichten 46
Östlicher Abschnitt des Gebietes 50
Hornsteinreiche Allgäu-Schichten 50
Ungegliederte Allgäu-Schichten 55
Westlicher Abschnitt des Gebietes 59
Ältere Allgäu-Schichten 59
Mittlere Allgäu-Schichten 62
Jüngere Allgäu-Schichten 65
Kieselkalke der Jüngeren Allgäu-Schichten 66
Paläogeographie der Allgäu-Schichten 67
Schichtfolgen des Oberjura-Unterkreide-Zeitraumes 69
Radiolarit 73
Untersuchungen an Radiolariten 79
Ablagerungstiefe der Radiolarite 82
Aptychenkalk 87
Roter Flaserkalk des Malm 88
Hellgrauer Aptychenkalk 96
Abweichende Profile des Oberjura-Unterkreide-Zeitraumes 100
Bemerkungen zur Sedimentation im Oberjura 115
Untersuchungen an Calpionellen der Malm-Kalke 120

Seite

Entwicklung in der Unterkreide 122
Bemerkungen zur Kreideschiefer-"Transgresssion" 129
Kreideschiefer 137
Ausgestaltung der Morphologie und Quartär 141
TEKTONIK 145
Übersicht 145
Der Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde zwischen Spuller See und Blisadona-Spitze 147
Der Nord-Flügel der Spuller-See-Mulde vom Spuller See bis nordöstlich des Stierloch-Joches 152
Die Interntektonik der Spuller-See-Mulde östlich des Spuller Sees und das Ost-Ende ihres nördlichen und zentralen Teiles 161
Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe 166
Der südliche Teilbereich der Spuller-See-Mulde östlich der Blisadona-Spitze 173
Das Gebiet nordöstlich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe 183
Der Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde westlich des Spuller Sees und das Ostende der "Formarin-Störung" 186
Die südlichen Teile der Spuller-See-Mulde westlich des Gehrengrates und die "Formarin-Störung" 192
Der Internbau der Spuller-See-Mulde und ihr Nord-Flügel westlich des Spuller Sees 194
Übersicht über die tektonischen Formen und Diskussion ihrer Entstehung 202
LITERATUR 204
TAFELN

UNIV. LEIDEN BIBL.

Zusammenfassung

Das bearbeitete Gebiet liegt in den Vorarlberger Kalkalpen nahe an deren Südgrenze. Es umfaßt die große namensgebende Spuller-See-Mulde, an die sich nach S der Klostertaler Sattel und nach N der Sattel von Lech anschließen. Die Schichtfolge reicht von den höchsten Arlberg-Schichten (Ladin) bis zu den Kreideschiefern (Mittel-Ob. Alb und jünger). Besonders in den "Jungschichten" konnten einige stratigraphische, fazielle und paläogeographische Ergebnisse gewonnen werden: Die Kössener Schichten zeigen i.a. eine grobe "Seriengliederung"; besonders auffällig ist eine mehrere Meter mächtige Kalkbank im schieferreichen mittleren Abschnitt der Schichtfolge. Die Rätolias-Kalke sind vorwiegend als Riffschutt-Kalke ausgebildet, im höheren Teil der Folge treten verbreitet Oolithe auf. Violette Mergeleinschaltungen deuten auf eine gewisse terrigene Zufuhr hin. In der Paläogeographie der Kössener Schichten und des Rätolias-Kalk deutet sich bereits ein rätischer Vorläufer des liassischen Klostertaler Troges an. Gebietsweise reichen die Rätolias-Kalke mit reicher Korallenführung bis ins Ob. Hettangium, d.h. die Absenkung im tieferen Lias erfolgte hier sehr spät. Spaltenbildung und Aufarbeitungserscheinungen sind im tieferen Lias hier und da nachweisbar. Die Rätolias-Kalke werden im W von Unterlias-Rotkalken und im E von hornsteinreichen Allgäu-Schichten überlagert. Beide besitzen nach Ammoniten-Funden etwa das gleiche Alter. Daraus ergibt sich wohl eine schnellere Absenkung im östlichen Gebietsteil. Eine Diskordanz oder Schichtlücke ist nie im Hangenden des Rätolias-Kalkes ausgebildet. Im Jura - verstärkt aber erst im Oberjura - macht sich der Einfluß der Zürser Schwelle bemerkbar: die Schichtfolgen sind sehr geringmächtig und z.T. stark abweichend. Die Allgäu-Schichten sind im östlichen Teil des Gebietes uniform, nicht untergliederbar. Im westlichen Abschnitt sind sie durch die auffälligen Mittleren Allgäu-Schichten ("Ziegelrot-Serie") untergliedert, die westlich des Gehrengrates reichlich detritischen Quarz enthalten. Die Grenze zwischen den Allgäu-Schichten

und den hangenden Radiolariten bzw. deren Zeitäquivalenten ist sehr schlecht faßbar; wahrscheinlich setzen hier die Radiolarite im höchsten Dogger ein. Ihre Obergrenze konnte durch einen Ammoniten aus der Spanne Ob. Oxford-Mittel. Kimmeridge in den hangenden roten Flaserkalken recht genau fixiert werden. An Radiolariten wurden röntgenographische und chemische Untersuchungen durchgeführt. In den hangenden Aptychenkalken, die sich in rote Flaserkalke im tieferen Teil und hellgraue mikritische Kalke im höheren Teil untergliedern lassen, fanden sich verbreitet Anzeichen, die gegen eine Ablagerung dieser Sedimente in abyssischen Tiefen sprechen: Die Gesteine enthalten z.T. sehr viele Ammoniten-Reste; daneben treten meist viele Fossilien auf. Hervorgehoben seien Coccolithen und Calpionellen, von denen erste Aufnahmen mit dem Oberflächen-Rasterelektronenmikroskop vorgelegt werden, die Rückschlüsse auf den Feinbau der Loricae erlauben. Neben dieser Entwicklung des Oberjura, der noch starke Anklänge an die gewohnte Schichtfolge zeigt, treten meist sehr geringmächtige und stark abweichende Profile auf. Besonders in ihnen ließen sich Anzeichen für Subsolution, Mangelsedimentation und submarine Sedifluktion nachweisen. Diese Schichtfolgen sprechen für ein relativ starkes Relief zur Zeit der Ablagerung und für eine Ablagerungstiefe von mehreren hundert Metern. Über dem hellgrauen Aptychenkalk folgen im größten Teil des Gebietes kontinuierlich Gesteine der Unterkreide. Hervorgehoben seien rote an planktonischen Foraminiferen reichen Kalkmergel (Barrême-Apt) und Gesteine mit starker Aufarbeitung. Nur im Gebiet des Zürser Sees ist die Schichtfolge diskontinuierlich: es konnte nachgewiesen werden, daß diese Schichtlücke hier nicht durch eine Transgression bedingt ist, sondern ihre Entstehung submariner Kalklösung verdankt. Die Diskontinuitäts-Fläche ist oft mit einer wenige cm mächtigen, vorwiegend aus Organismen (? sessile Foraminiferen) aufgebauten Kruste bedeckt. Dies spricht für extrem langsame und extrem ruhige Sedimentationsbedingungen. Daneben sind Anzeichen für submarine Sedifluktion verhanden. Den Abschluß der Schichtfolge bilden die Kreideschiefer, die nach Ammoniten-Funden in ihrem tiefsten Teil im Mittleren-Oberen Alb einsetzen.

Alle wichtigen tektonischen Prägungen erfolgten nach der Ablagerung der Kreideschiefer, also nach Cenoman/Turon. Anzeichen für präjurassische Faltung (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959) fanden sich nicht. Die älteste Verformung erzeugte E-W streichende Falten-Strukturen, die durch einen jüngeren Schub aus E überprägt wurden. Dabei entstanden einerseits flache N-S-streichende Falten-Elemente und andererseits wurden E-W-streichende Sättel und Mulden gebietsweise im Großen verfaltet; lokal entstanden dadurch Gebiete mit intensiver steilachsiger Verformung. Noch jünger sind Deformationen, die etwa 110° bis 120° fallende Faltenachsen verursachten und solche, die NE-SW streichende Achsen bedingten. Durch diese mehrphasige Deformation aus verschiedenen Richtungen wurde der einfache Sattel- und Muldenbau z.T. so stark überprägt, daß sich vor allem im östlichen Teil komplexe Strukturen ergaben. Hier sah AMPFERER dann auch in der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe den Rest einer höheren Decke. Im Gegensatz zu dieser Deutung handelt es sich jedoch um eine autochthone Struktur mit steilachsiger Verfaltung, die im NE und SW von Störungen begrenzt wird.

Vorwort

Nachdem BEURLEN (1943) und KRAUS (1949) die ersten Ansätze zu einer Neuinterpretation des Gebirgsbaus im westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen gefunden hatten, wurden von verschiedenen Autoren weite Teilgebiete dieses Gebirgsabschnittes neu aufgenommen und beschrieben. Ihre eingehenden Untersuchungen ergaben ein neues Bild der Tektonik und lieferten viele wichtige, bis dahin unbekannte Erkenntnisse über die stratigraphischen, faziellen und paläogeographischen Verhältnisse dieser Gebiete. In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, diese Erkenntnisse und Vorstellungen in einem weiteren Teilgebiet zu prüfen.

Die Kartierung und die damit verbundenen Feldaufnahmen wurden in den Sommern der Jahre 1964 bis 1967 durchgeführt und 1968 durch einige Revisionsbegehungen verfeinert und ergänzt.

Als Grundlage für die Kartierung dienten zum geringeren Teil Rohkarten im Maßstab 1:10 000 der Blätter 142 Schruns und 143 St. Anton a.A. der österreichischen Karte 1:50 000. Der größere Teil der Kartierung wurde etwa im Maßstab 1:18 000 direkt auf Luftbildern durchgeführt. Kompliziertere Teilgebiete wurden in verschiedenen größeren Maßstäben aufgenommen. Zur Überführung der Geländeaufnahmen auf den Luftbildern in eine Orthogonalprojektion im Maßstab 1:25 000 wurde ein ZEISS-Stereotop verwendet, wobei gleichzeitig eine nachträgliche Luftbildinterpretation angestrebt wurde, so daß sich dadurch eine gewisse Kontrolle der Feldkartierung ergab.

An topographischen Karten größeren Maßstabes liegen die Karte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins Blatt "Klostertaler Alpen" 1:25 000 und die Blätter 142 "Schruns" und 143 "St. Anton a.A." der österreichischen Karte 1:50 000 vor. Alle topographischen Angaben wurden - soweit möglich - der Karte der Lechtaler Alpen 1:25 000 des DÖAV Bl. "Klostertaler Alpen" entnommen.

Sedimentologische Dünnschliff-Untersuchungen sowie einige geochemische Arbeiten schlossen sich an, um nach Möglichkeit zu einer genaueren Kenntnis der Sedimentationsbedingungen besonders für den Oberjura/Unterkreide-Zeitraum zu gelangen.

Die Anregung zu der Arbeit gab mein verehrter Lehrer, Herr Professor Dr. V. Jacobshagen, dem ich für seine stete kritische Anleitung und Förderung meiner Arbeit aufrichtig danke.

Für Fossilbestimmungen und Anregungen möchte ich den Herren Professor Dr. B. Ziegler (Berlin, Malm-Ammoniten), Dr. U. Pflaumann (Kiel, Kreide-Foraminiferen), Dr. J. Wiedmann (Tübingen, Kreide-Ammoniten) und Dr. R. Fischer (Marburg, Lias-Ammoniten) danken.

Für Durchsicht und Diskussion von Schliffen danke ich besonders den Herren Professor Dr. E. Flügel (Darmstadt), Dr. H. Jurgan (Berlin) und Dr. H. Zankl (Berlin), für Anregungen den Herren Professor Dr. M. Lindström (Marburg), Professor Dr. R. Huckriede (Marburg), Dr. F. Fabricius (München) und Professor Dr. W. Zeil (Berlin).

Herrn Professor Dr. H.-J. Schneider (Berlin) danke ich für die Erlaubnis, die Einrichtungen seines Institutes für mehrere Untersuchungen benutzen zu dürfen und für Diskussion der Ergebnisse, Herrn Dr. K. Germann und besonders Herrn Dr. F.K. List (beide Berlin) für Anleitung und stete Unterstützung bei diesen Arbeiten.

Den Herren Dipl.-Geol. V. Dietrich (Zürich) und Dr. M. Frey (Bern) danke ich für röntgenographische Untersuchungen. Für Aufnahmen mit dem Oberflächen-Rasterelektronenmikroskop möchte ich Frau L. Schulz und Herrn R. Rau (Berlin) danken.

Besonders gefördert wurde die Arbeit durch die stete kameradschaftliche Unterstützung meiner Kollegen O. Otte (Marburg), U. Doert (Erlangen), Dr. M. Kobel (Marienfeld), Dipl.-Geol. J. Westrup (Marburg) und Dr. F. Hirsch (Genf).

Mehrere Herren der Österreichischen Bundesbahn haben die Durchführung der Geländeaufnahme sehr erleichtert. Für ihr stetes Entgegenkommen möchte ich besonders den Herren Dipl.-Ing. Alf, Dipl.-Ing. Balerini, Dipl.-Ing. Keller und Ing. Frank danken.

Besonderen Dank schulde ich meinem leider früh verstorbenen Lehrer Professor Dr. C.W. Kockel, dessen Einführung in die geologische Arbeitsweise entscheidend zur Entstehung dieser Arbeit beitrug.

Geographische Lage

Der bearbeitete Ausschnitt der Klostertaler Alpen liegt im Westteil der Nördlichen Kalkalpen nahe ihrer Südgrenze. Das Gebiet umfaßt den namengebenden Teil der Spuller-See-Mulde (Abb. 1). Im NE überschneidet sich das Gebiet etwas mit dem von STENGEL-RUTKOWSKI (1960) bearbeiteten und grenzt dort ebenso an die Kartierung von KRANZ (1969). Im NW schließt an der Linie Formarin-See - Formarin-Bach das Arbeitsgebiet von O. Otte (Marburg) an.

Die höchsten Berge sind die Unt. Wildgruben-Sp. (2758 m) im östlichen Teil und der Schafberg (2681 m) im zentralen Teil des Gebietes. Weiter im Westen erreichen die Berge nur geringere Höhen (Pfaffenegg 2533 m, Ganahlskopf 2315 m). Die orographisch tiefsten Stellen liegen im Tal des Formarin-Baches bei etwa 1800 m im Westen und im Tal des Lechs bei Zug mit etwa 1500 m.

Entwässert wird das Gebiet teils zur Donau, teils zum Rhein. Der Formarin-Bach und der Spuller-Bach vereinigen sich bei der Tannlèger Alpe zum Lech. Nach Süden entwässern mehrere kleine Bäche in die Alfenz, die in die Ill mündet; sie gehören also ins Fluß-System des Rheins. An stehenden Gewässern sind der Spuller-See (1829 m), der Zürser-See (2149 m), die beide seit langem über den ursprünglichen Wasserstand aufgestaut sind, und der abflußlose Formarin-See (1793 m) zu nennen. Ortschaften gibt es im Gebiet nicht.

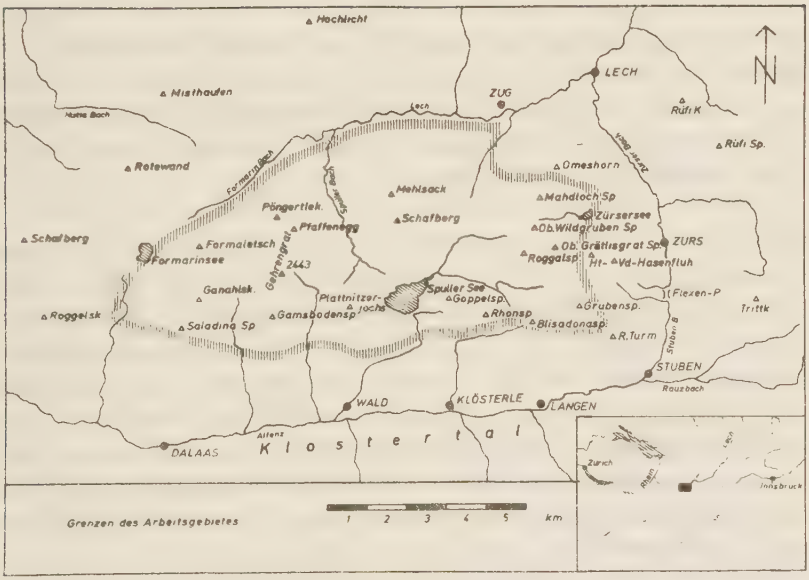


Abb. 1: Geographische Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes.

Erforschungsgeschichte

Schon frühzeitig setzte die geologische Erforschung der Klostertaler Alpen ein. Naturgemäß bereitete beim Beginn der geologischen Bearbeitung die durch die oft intensive Tektonik verfaltete Schichtfolge den Forschern große Interpretationsschwierigkeiten, so daß ihre Angaben heute vorwiegend historisches Interesse besitzen.

Die ältesten Angaben zur Geologie des bearbeiteten Gebietes und der benachbarten Gebirgsteile trugen um 1840 A.R. SCHMIDT und K. SANDER zusammen. In den folgenden Jahren beschäftigten sich mit Problemen, die dieses Gebiet berühren, ESCHER v.d. LINTH, GÜMBEL, MERIAN und STUDER.

Einen großen Schritt vorwärts in der geologischen Erforschung brachten die Arbeiten von Ferdinand Frh. v. RICHTHOFEN (1859 - 1862). Sein Werk beschreibt die Stratigraphie dieser Gegend nahezu vollständig. In einer Reihe N-S-Profilen und Ansichtsskizzen versuchte er den Bau der Klostertaler Alpen zu klären. Die Muldenstruktur der Spuller-See-Mulde hat er ebenso erkannt wie den Sattelbau in den Nordhängen des Klostertales und des oberen Lechtales. Die tektonischen Komplikationen an den Flanken der Spuller-See-Mulde deutete er als "Überstürzungen" der angrenzenden Sättel sowohl nach N als auch nach S. Ein besonders großartiges Beispiel schien ihm im Schafberg vorzuliegen.

Nach einer längeren Pause wurde die geologische Aufnahme und Untersuchung am Anfang dieses Jahrhunderts in dem westlichen Abschnitt der Kalkalpen intensiviert. Die Spuller-See-Mulde lag allerdings meist außerhalb dieser Bearbeitungen. HAAS (1908) veröffentlichte eine kurze Notiz über den W-Teil der Mulde. Besondere Bedeutung verdienen die Arbeiten von O. AMPFERER.

AMPFERER's 1908 begonnene und über mehrere Jahrzehnte ausgedehnte Bearbeitung der Lechtaler Alpen, die einen Höhepunkt

in den 1932 veröffentlichten Karten 1:25 000 der Lechtaler Alpen fand, wirkte in jeder Beziehung äußerst fruchtbar. Er vervollständigte das stratigraphische Gerüst und lieferte auch zur Paläogeographie wichtige Beiträge: z.B. erkannte er die abweichende Entwicklung des höheren Jura im Gebiet des Flexen-Passes und deutete die Basis der Kreideschiefer im Bereich des Zürser-Sees als Transgression. Daraus schloß er auf die Existenz einer älteren Faltung, die deutliche Querstrukturen anlegte. Am entscheidendsten änderten seine Arbeiten jedoch die Auffassung über den Gebirgsbau im westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Nachdem ROTHPLETZ (1905) den Überschiebungsbau der Kalkalpen erkannt und F.F. HAHN 1911 den Deckenbau der tieferen kalkalpinen Einheiten beschrieben hatte, fügte AMPFERER in den folgenden Jahren die Erkenntnis über die Selbständigkeit der höheren Decken hinzu. So groß sein Verdienst gerade um die tektonische Deutung dieses Gebirgsteiles ist, so ergaben sich aus der konsequenten Anwendung der Vorstellung vom Deckenbau die angreifbarsten Punkte und deutliche Fehlinterpretationen. So gab er 1932 seine Vorstellung einer Querauf-sattelung der Lechtal-Decke im Bereich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe auf und schloß sich der Meinung des Vorarlberger Geologen St. MÜLLER an, der in ihr eine Schubmasse mit westschauender Stirn sah und rechnete sie zur Inntal-Decke.

GUBLER (1927) streifte in seiner Bearbeitung des zentralen Vorarlberg die westlichen Gebiete der Spuller-See-Mulde.

1943 meldete BEURLEN die ersten Zweifel an der Decken-Konzeption AMPFERER's für den Bereich der zentralen Lechtaler Alpen an. Besonders die Untersuchungen von KRAUS (1949), die im Bereich des Spuller Sees einsetzten, zeigten Fehler in den starren Vorstellungen über den Bau der Klostertaler- und Lechtaler Alpen. KRAUS deutete die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe in eine "beinahe allseits durch unterschiebende Kreide entwurzelte und von Kreideschiefern überdeckte Trias-Jura-Faltenplatte" um, die durch Fastfugengleitung entstanden ist und

so ein teilbewegtes Schubschollenstück der Lechtal-Decke darstellt. Außerdem lenkte er wieder die Aufmerksamkeit auf stratigraphische und fazielle Fragen.

In den fünfziger Jahren begann dann eine intensive Neu-Untersuchung des westlichen Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen. Durch meist subtile Kartierungen, ergänzt durch modernere Methoden, wie z.B. die von SANDER entwickelte Gefügekunde, wurde die Decken-Konzeption revidiert. Von besonderer Bedeutung sind u.a. Arbeiten von K.E. KOCH, KOCKEL, KOCKEL & HAMANN, M. RICHTER, M. RICHTER & SCHÖNENBERG, SCHIDLOWSKI und STENGEL-RUTKOWSKI.

Neben hauptsächlich tektonisch orientierten Arbeiten traten immer stärker feinstratigraphische, fazielle und paläogeographische Untersuchungen, deren Ergebnisse zum Teil auch deutliche Hinweise auf die Unhaltbarkeit der Decken-Konzeption in diesem Bereich gaben. Vor allem sei auf die Bearbeitungen von FABRICIUS, HARSCH, HIRSCH, HUCKRIEDE, JACOBSHAGEN, JERZ und KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI hingewiesen.

So entwickelte sich in den letzten beiden Jahrzehnten ein gut fundiertes Bild über die geosynklinale Vorgeschichte des betrachteten Raumes und es setzte sich die Vorstellung eines oft sehr komplizierten z.T. multivergenten Falten- und Überschiebungsbaues durch. An Stelle der Deckengliederung trat die Erkenntnis, daß die meisten Strukturen, die ihrer Unterlage scheinbar fremd aufliegen, doch - wenn auch mehr oder weniger gestört - mit ihr verbunden sind. Diese Vorstellungen beziehen sich allein auf den Internbau des W-Teils der Nördlichen Kalkalpen und berühren keineswegs die Frage nach der Herkunft der Gesamteinheit der Nördlichen Kalkalpen. Die Anschauung, daß die oberostalpine Decke im Ganzen und mit großer Förderweite eingeschoben wurde, ist m.E. sehr wahrscheinlich.

Eine Übersicht über die Literatur über den westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen und somit auch über die Bearbeitungen, die die Spuller-See-Mulde näher behandeln, findet sich bei POLL (1967).

STRATIGRAPHIE

Arlberg-Schichten

Die ältesten im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Gesteine sind die Arlberg-Schichten. In den letzten Jahren wurden sie besonders durch STENGEL-RUTKOWSKI (1960), HIRSCH (1966) und KOBEL (1968) untersucht.

Die Arlberg-Schichten sind im Klostertaler Sattel und im Sattel von Lech verbreitet. Im Arbeitsgebiet finden sie sich nur am Zusammenfluß von Formarin-Bach und Spuller-Bach östlich der Tannleger Alpe.

Morphologisch treten die Arlberg-Schichten hier nicht in den Vordergrund wie z.B. im Klostertal, wo sie oft steile Hänge bilden.

Östlich der Tannleger Alpe sind nur die höheren Teile der Arlberg-Schichten aufgeschlossen. Die Grenze gegen die hangenden Raibler Schichten ist rein lithologisch mit dem ersten Einsetzen klastischer Sedimente festgelegt. Im bearbeiteten Gebiet ist sie konkordant und scharf (s.S.13 u. STENGEL-RUTKOWSKI 1960).

Die oberen Arlberg-Schichten bilden hier eine einheitliche Folge, die aus wenigen cm- bis etwa 2 dm-bankigen Dolomiten aufgebaut ist. Die Schichtflächen der Dolomitbänke sind sehr eben. Mergel-Zwischenlagen, die im nördlichen Profil am Flexen-Paß in den höchsten Teilen dieser Schichtfolge bis über einen Meter mächtig werden können, fehlen hier vollständig. In der Anwitterung erscheinen die Dolomite hell- bis mittelgrau, im frischen Bruch sind sie mittel- bis dunkelgrau. Etwas Bitumen ist immer vorhanden. Die Dolomite sind fein- bis mittelkörnig, luckige Gesteinsbänke kommen recht selten vor, Zellendolomite fehlen gänzlich. Sehr viele Dolomitbänke zeigen eine feine Laminierung, die schon in der Anwitterung deutlich an Farbunterschieden erkennbar ist.

Eine Gliederung der höheren Arlbergschichten in Cyclotheme, wie sie HIRSCH (1966, S. 29 f.) am Flexen-Paß durchführen konnte, ist hier nicht möglich. Wie auch schon STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 27) angibt, vermittelt diese Entwicklung der höheren Arlbergschichten zwischen der Riff-Fazies bei Lech und der "Vorarlberger Randfazies", wie sie im Klostertaler Sattel vorliegt.

Raibler Schichten

Am Aufbau der Raibler Schichten sind verschiedenartige Gesteine beteiligt: Sandsteine, Schiefertone, Kalke, Dolomite, Rauhwacken und stellenweise Gipse. Eine eingehende großregionale Bearbeitung der Raibler Schichten im Westteil der Nördlichen Kalkalpen führte HARSCH (1968) durch, in der er auch die Paläogeographie der Raibler Schichten klären konnte. Danach gehören die Raibler Schichten der Klostertaler Alpen einem Randfaziesbereich an ("Westfazies" HARSCH 1968, S. 55).

Ihre Verbreitung ist eng an die Flanken des Sattels von Lech und des Klostertaler Sattels gebunden. Die Vorkommen innerhalb des kartierten Gebietes zwischen Tannleger Alpe und der Ortschaft Zug gehören zum Südflügel des Sattels von Lech.

Bedingt durch die starken lithologischen Unterschiede ihrer Gesteine, bildete sich auf den Raibler Schichten eine unruhige, recht kleinräumige Morphologie aus, die die Streichrichtung abzeichnet: die Karbonatzüge treten besonders bei steilem Schichtfallen als Kämme hervor, und an die klastischen Horizonte sind Depressionen gebunden (vgl. LIST 1968, S. 207, Tab. 2). Die Rauhwacken fallen oft durch intensiv gefärbte, höhlig ausgewitterte Wändchen auf. Zwischen Bergen aus Arlberg-Schichten und Hauptdolomit bilden die Raibler Schichten steile, reich gegliederte Grate, aus denen die Karbonat-Lagen als bizarre Nadeln herausragen (Wildgrubentor E Gipstäle). Im Großen betrachtet sind die Raibler Schichten der Erosion gegenüber nicht sehr widerstandsfähig, so daß - besonders bei relativ flachem Einfallen - Verebnungen (NW Mehren Alpe) und Täler (Lechtal zwischen Tannleger Alpe und Zug) auf ihnen angelegt sind. Auch

die Vegetationsverteilung ist sehr stark von dem unterschiedlichen Gesteinsbestand abhängig: während in den Depressionen über den klastischen Horizonten oft kräftiger Bewuchs durch feuchtigkeitsliebende Pflanzen herrscht und auf anstehenden Sandsteinbänken kieselsäureanzeigende Pflanzen nicht selten sind, sind die Karbonatrücken viel spärlicher, oft mit Latschen bewachsen. Die Raibler Schichten liefern i.a. wenig Schutt, der stellenweise zu Hangbreccien verkittet ist.

Die Untergliederung der Raibler Schichten und die Grenzziehung zum Liegenden und Hangenden wird nach lithologischen Gesichtspunkten durchgeführt. Die Liegendgrenze ist mit dem ersten Einsetzen klastischer Sedimentation festgelegt. Zwar treten auch in den oberen Arlberg-Schichten gebietsweise schon Schiefertone auf (vgl. HIRSCH 1966); diese erreichen aber selten Mächtigkeiten von über 1 m, und Sandsteine fehlen darin vollständig. Im bearbeiteten Gebiet ist die Grenze Arlberg-Schichten / Raibler Schichten immer konkordant, das von STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 34) beschriebene Gebiet mit diskordanter Auflagerung der Raibler Schichten klingt östlich Zug aus. Biostratigraphisch setzt die Sedimentation der Raibler Schichten im mittleren Karn (Jul), der Grenz-Ziehung JACOBSHAGEN's (1961) folgend, ein; denn aus dem oberen Wettersteinkalk sind gelegentlich Leitfossilien des Cordevol beschrieben worden (GERMANN 1966, S. 11). Diese stratigraphische Aussage konnte auch KOCH (1959, S. 23) im Gebiet der Krabach-Masse belegen.

Die Hangendgrenze der Raibler Schichten ist im untersuchten Gebiet meist tektonisch stark überprägt. Nur in wenigen Aufschlüssen (s.S. 16) konnte ein ungestörter Kontakt zum hangenden Hauptdolomit beobachtet werden. Diese Grenze wird konventionell mit der Grenze Karn/Nor gleichgesetzt. Im untersuchten Gebiet beginnt der Hauptdolomit stets mit einer groben Breccie.

Die lithologische Untergliederung der Raibler Schichten (v. WÖHRMANN 1889, 1893) wurde von STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 30) verfeinert, der - was schon frühere Bearbeiter ange-

deutet hatten - erkannte, daß in den Raibler Schichten drei Zyklen ausgebildet sind. HARSCH (1968, S. 29) konnte zuerst in den Raibler Schichten der Klostertaler Alpen einen 4. klastischen Horizont nachweisen.

Das beste Profil durch die Raibler Schichten des bearbeiteten Gebietes ist im Bett des Spuller-Baches östlich der Tannleger Alpe ausgeschlossen, dessen Darstellung bei STENGEL-RUTKOWSKI (1960, Taf. 3) besonders im tieferen und mittleren Teil relativ ungenau ist. Das Profil beginnt mit einer etwa 38 m mächtigen "Unteren Schieferton-Folge (Ia)" (ANGERMEIER et al.1963), die vorwiegend aus schluffigen kalkfreien schwarzgrauen pyritführenden Tonschiefern besteht. Nur wenige cm-mächtige Sandstein-Lagen sind eingeschaltet. Es folgen mit scharfer Grenze dm-bankige Dolomite der "Unteren Kalk-Dolomit-Folge (Ib)". Von dieser hier circa 50 m mächtigen Folge ist nur ein geringer Teil aufgeschlossen. Ihr höchster Abschnitt wird von 4 m Rauhwacke aufgebaut. Die "Mittlere Schieferton-Folge (Ic)" besteht hier aus einer 13 m mächtigen nahezu Tonschiefer-freien Sandsteinfolge. Die bis zu 25 cm mächtigen Sandsteinbänke sind meist sehr glaukonitreich, Schalenreste und Spurenfossilien können oft beobachtet werden. Die folgende "Mittlere Kalk-Dolomit-Folge (IIa)" ist ebenso wie in den Profilen im Klostertaler Sattel (vgl. HARSCH 1968, Taf. 6) die geringmächtigste karbonatische Folge. Hier wird sie im tieferen Teil aus gebankten mergeligen grauen bis grüngrauen Dolomiten aufgebaut; der mittlere Teil ist nicht aufgeschlossen und ihren höchsten Teil bilden etwa 10 m mächtige Rauhwacken. Weiter im Osten fanden sich keine Rauhwacken in dieser Position. Die "Obere Schieferton-Folge (IIb)" ist in diesem Profil 15 m mächtig. In ihren tiefsten 3 m scheinen ockergelb anwitternde Dolomite verbreitet zu sein. Sie sind aber schlecht aufgeschlossen, so daß unentschieden bleiben muß, ob es sich hier um die "1. Gelbe Bank" (HARSCH 1968, S. 29) handelt. Südlich Zug bei "Wallwies" konnte jene nachgewiesen werden. Die restlichen 12 m werden überwiegend aus schwarzgrauen schluffigen z.T. pyritreichen Tonschiefern in die dünne Sandsteinbänke eingeschaltet sind, aufgebaut. Etwa

5 m über der Basis sind 1,10 m ockergelb anwitternde dunkelgraue fossilleere ungebankte Kalke bis dolomitische Kalke eingeschaltet. Sie entspricht wohl der "2. Gelben Bank" (HARSCH 1968, S. 29). Auch südlich Zug wurde dieser Horizont gefunden. 2 m dunkelgraue dm-bankige Kalke sind etwa 3,50 m unter dem Top dieses Horizontes eingeschaltet. Über 8 m Kalk der "Oberen Kalk-Dolomit-Folge (IIc)" schalten sich hier erneut 3,30 m dunkle sandige Tonschiefer mit geringmächtigen Sandsteinlagen ein. Es handelt sich um die 4. Schüttung klastischen Materials, die HARSCH (1968, S. 29) weiter aus dem S und SW der Klostertaler Alpen beschrieb. Südlich Zug wurde dieser Horizont nicht mehr aufgefunden. Darüber folgt die Hauptmasse der "Oberen Kalk-Dolomit-Folge (IIc)", die etwa 80 - 100 m mächtig sein dürfte. Der Abschluß dieses Zyklus wird durch intensiv gelb anwitternde Rauhwacken gebildet, Gips fehlt hier.

Die Tonschiefer und Sandsteine der Raibler Schichten führen oft Pflanzenhäcksel und fast immer zeigen sie eine reiche Glimmer-Streuung. Hier ist eine detritische Glimmerzufuhr wahrscheinlich.

Angaben zur Paläogeographie finden sich bei STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 34 f.) und bei HARSCH (1968). Aus dem bearbeiteten Gebiet kann nur hinzugefügt werden, daß der 4. klastische Horizont weiter nach Osten reicht, als bei HARSCH (1968, Taf. 11 und S. 32) dargestellt ist, und daß die Ostgrenze seiner Verbreitung etwa S-N von Klösterle zum Gebiet östlich der Tannleger Alpe verläuft.

Bei tektonischer Beanspruchung wird oft die Raibler Schichtfolge stark ausgedünnt, wobei der Horizont IIc meist verloren geht (z.B. auf weiten Strecken am Südrand des bearbeiteten Gebietes).

Hauptdolomit

Über der mannigfaltigen Schichtserie der Raibler Schichten folgt eine mächtige äußerlich recht monotone Karbonatserie, deren tieferer Teil von dem Hauptdolomit aufgebaut wird.

Neben den Kreideschiefern ist der Hauptdolomit das verbreitetste Gestein des Kartierungsgebietes. Im Norden der Spuller-See-Mulde bildet er ein großes geschlossenes Areal (Unt. Schafberg). In ihrem Süd-Flügel streicht er in einem mehr oder weniger breiten Streifen aus und baut im östlichen Teil des Terrains den größten Teil der Wildgruben-Spitz-Gruppe auf.

Dank seiner relativen Verwitterungsbeständigkeit ist er einer der wichtigsten Gipfelbildner: Unt. Schafberg (2406 m), Erzbergsp. (2632 m), Blisadonasp. (2513 m), Saladina Sp. (2232 m), Flexensp. (2623 m), Unt. Grätlisgrat Sp. (2705 m) und Unt. Wildgruben Sp. (2758 m) bestehen aus Hauptdolomit. Die Berg- und Hangformen sind vom Einfallwinkel sehr abhängig, besonders bei annähernd saigerer Stellung können sich stark zerklüftete Formen ergeben. Das Gestein ist meist tiefgründig angewittert, hat eine rauhe, körnige, unregelmäßige Oberfläche und zerfällt in einen sehr charakteristischen relativ gleichkörnigen Grus. Große Schutthalden am Fuß der Hauptdolomit-Berge sind kennzeichnend (z.B. "Auf der Rüfi" nördlich des Mehlsack und "Stubinger Rüfe" NW Stuben). Die Vegetation auf den Hauptdolomit-Hängen ist ärmlich: die tieferen Hänge sind meist mit Latschenwald bedeckt, die höheren mit spärlichem Grasbewuchs oder gänzlich unbewachsen.

Die Liegendgrenze des Hauptdolomites ist im untersuchten Gebiet meist tektonisch stark überprägt (s.S.13), so daß nur wenige Profile die vollständige Schichtfolge zeigen. Da Fossilien fehlen, erfolgt die Grenzziehung rein lithologisch. In allen ungestörten Profilen des Grenzbereiches Raibler Schichten - Hauptdolomit (z.B. Spuller-Bach östlich der Tannleger Alpe und Bremstobel SE der Mostrin Alpe) fand sich an der Basis des Hauptdolomits eine mehrere Meter mächtige sedimentäre Breccie, die auch von STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 39) aus der Umgebung von Lech beschrieben wurde. Nach HARSCH (1968, S. 8, 79) soll die Verbreitung dieser Hauptdolomit-Basisbreccie auf Graubünden und den südwestlichen Rätikon beschränkt sein und nicht im Gebiet der "Westfazies" der Raibler Schichten vorkommen. Es handelt sich um eine monomikte Breccie, deren Komponenten aus-

schließlich aus Hauptdolomit bestehen. Die einzelnen Komponenten sind zwischen wenigen cm bis über 20 cm groß, teils nicht, meist aber kantengerundet. Sie zeigen oft Feinschichtung. Die Komponenten liegen unsortiert in einer dunkelgrauen karbonatischen Matrix. Auch das von HARSCH (1968, S. 31) als monomikte Breccienlagen in Raibler Kalken gedeutete Vorkommen südlich der Paßhöhe des Flexen-Passes stellt m.E. die Hauptdolomit-Basisbreccie dar. Ob es sich bei den von anderen Autoren (KOCKEL in KOCKEL-RICHTER-STEINMANN 1931, S. 26; HAMANN 1956, S. 13; JACOBSHAGEN 1957, S. 10; KOCH 1959, S. 31 u.a.) aus den Allgäuer- und Lechtaler Alpen beschriebenen endostratischen Geröllhorizonten im tieferen Hauptdolomit um ein Analogon zur Hauptdolomitbasisbreccie handelt, wie STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 39) vermutet, mag offenbleiben, da im tieferen Hauptdolomit des untersuchten Gebietes noch weitere endostratische Geröllhorizonte auftreten.

Die Grenze gegen den hangenden Plattenkalk ist sehr unauffällig und es ist deshalb im Gelände schwer, sie hinreichend genau festzulegen. Sie wurde mit der tiefsten Kalkbank gezogen (s.S. 21).

Die Schichtfolge des Hauptdolomits setzt sich durchgehend aus gebankten Dolomiten zusammen, die meist arenitisch sind. Kalkbänke wurden nicht beobachtet. Die einzelnen Bänke und Lagen können zwischen wenigen mm bis über 3,50 m mächtig sein, die durchschnittliche Bankmächtigkeit liegt bei 10 - 50 cm. Auf die Ursachen der Schichtung geht PURTSCHELLER (1962, S. 186 ff.) ein; er unterscheidet verschiedene Typen. Die Schichtflächen sind i.a. eben. Die Farbe des Hauptdolomits ist mittel- bis dunkelgrau und oft treten bräunliche Farbtöne auf. Feinkörnige Partien sind dunkler gefärbt. Die Unterschiede in der Färbung sind teils durch verschieden starke Ton-Führung und teils wohl auch durch verschieden hohe Bitumen-Gehalte zu erklären. Ein geringer Bitumen-Gehalt scheint in der gesamten Folge des Hauptdolomits verbreitet zu sein, so daß die Gesteine beim Anschlag stinken. Einschaltungen von stark bituminösen, einige mm bis wenige cm mächtigen Lagen fast schwarz gefärbter laminierter Dolomite wurden öfter gefunden. Echte bituminöse Mergel in

größeren Mächtigkeiten, wie die Seefelder Fischschiefer, wurden nicht aufgefunden. Durch die Anwitterung verblaßt die Färbung zu hell- bis mittelgrauen Tönungen. Neben den rein grauen Farbtönen fallen in den hangenden Partien etwas tonreichere gelblichgrau anwitternde Bänke auf, die sich bei guten Aufschlußverhältnissen im Streichen über mehrere hundert Meter verfolgen lassen (besonders eindrucksvoll im Gebiet nördlich des Pfaffeneggs). KOCH (1959, S. 31) beschrieb vergleichbare Bänke aus dem höheren Teil des Hauptdolomits.

Mächtigere Lagen grünlicher und rötlicher Tone oder Mergel, wie sie oft aus dem Hauptdolomit beschrieben wurden (HÜCKEL 1960, S. 7, JACOBSHAGEN 1957, S. 10, WESTRUP 1966, S. 23 u.a.) fehlen im bearbeiteten Gebiet. Geringmächtige dolomitische Lagen zwischen mächtigeren Dolomit-Bänken sind jedoch recht oft rötlich oder grünlich getönt.

Ein sehr großer Teil der Hauptdolomit-Bänke zeigt eine ausgesprochene Feinschichtung im mm-Bereich, die schon durch Farbunterschiede deutlich in der Anwitterung hervortritt. Es handelt sich - soweit beobachtet - um mechanische Extern-Anlagerungsgefüge (SANDER 1936). Oft ist eine Gradierung nachweisbar. Neben paralleler Feinschichtung ist auch Schrägschichtung im mm-Bereich verbreitet. Wellenrippeln im cm-Bereich konnten nur außerhalb des Kartiergebietes auf einer Schichtfläche an der Straße Lech-Warth beobachtet werden.

Durch synsedimentäre bis diagenetische Prozesse ist die Feinschichtung oft beeinflußt: Kräuselung (SANDER 1936) ist wohl z.T. auf synsedimentäre Sedimentgleitung zurückzuführen. Als spätdiagenetisch wird die Zerbrechung in einzelne Schollen und anschließende Verfüllung der Spalten mit Doloarenit und die Zerbrechung des Gefüges in bisweilen recht plattige Schollen und Auskleidung der Spalten mit farblosem bis weißem Dolosparit, die bis zur Bildung von "Scherbenbreccien" (KÜBLER & MÜLLER 1962, Taf. 16) führen kann, gedeutet. Nahezu alle Bänke im Hauptdolomit sind von einer großen Zahl mit Dolosparit verheilten Klüften durchzogen.

Endostratische Geröllhorizonte (TRUSHEIM 1930 u.a.) finden sich an vielen Stellen im Hauptdolomit. Dem Anschein nach sind sie besonders in den tieferen Partien verbreitet, konnten aber auch in höheren Teilen der Hauptdolomitfolge (z.B. im Schutt südlich der Unt. Wildgruben Sp.) aufgefunden werden. Von der Hauptdolomit-Basisbreccie unterscheiden sie sich durch viele kleinere Komponenten, die selten mehr als 1 oder 2 cm Durchmesser erreichen, und durch einen höheren Matrix-Anteil. Die Zurundung der Komponenten ist schlecht, eckige Komponenten wurden aber nicht beobachtet. Oft zeigen diese endostratischen Breccien-Lagen eine deutlich polare Anlagerung (vgl. SANDER 1936, S. 56). Ihre Mächtigkeit beträgt meistens nur wenige cm.

Neben mechanischen Extern-Anlagerungsgefügen finden sich oft mechanische und chemische Intern-Anlagerungsgefüge (SANDER 1936). Auf die Bedeutung geopetaler Anlagerungsgefüge für die tektonische Analyse von Hauptdolomitgebieten haben KOCH (1959) und HÜCKEL & JACOBSHAGEN (1962) hingewiesen.

Daß im Hauptdolomit sehr viel mehr organische Reste auftreten, als es den Anschein hat, wurde verschiedentlich (TRUSHEIM 1930, S. 19 f., HUCKRIEDE 1956, S. 37 f., KOCH 1959, S. 31 f. u.a.) herausgestellt. Die Deutung des Hauptdolomits als vorwiegend organogenen Kalkschlick, z.T. als Foraminiferenschlick, im Sinne von TRUSHEIM (1930, S. 23) scheint allerdings überspitzt. Zum überwiegenden Teil handelt es sich um ein klastisches Sediment. Sediment und Fauna sprechen für eine geringe Ablagerungstiefe, teils in sehr ruhigem, teils in bewegtem Milieu. ZANKL (1967, S. 136) sieht im Hauptdolomit das Sediment einer echten Lagune, A.G. FISCHER (1964, S. 107) eine "ultra-back-reef"-Fazies. Die Dolomitisierung erfolgte nach verbreiteter Ansicht frühdiagenetisch.

Auf tektonische Beanspruchung reagiert der Hauptdolomit teils mit intensiver Mylonitisierung, teils mit Faltung. Im bearbeiteten Gebiet treten z.B. im östlichen Teil der Wildgruben-Spitz-Gruppe und an der Blisadona-Spitze ausgedehnte Mylonit-Zonen auf.

Plattenkalk

Aus der Hauptdolomit-Folge geht kontinuierlich der Plattenkalk hervor, der im untersuchten Gebiet sehr mächtig ist. Seine Schichtfolge aus wohlgebankten Kalken und Dolomiten ähnelt meist dem liegenden Hauptdolomit sehr.

Der Plattenkalk ist im bearbeiteten Gebiet überall entwickelt und schließt sich in seiner Verbreitung eng an den Hauptdolomit an. Außerdem tritt Plattenkalk noch im Schafberg NW der Ravensburger Hütte und am E-Fuß der Ob. Grätligrat-Spitze auf.

Auch im Landschaftsbild unterscheidet sich der Plattenkalk oft nur recht wenig vom Hauptdolomit, so daß Hauptdolomit und Plattenkalk mehr oder weniger als eine morphologische Einheit erscheinen. Als Gipfelbildner ist er ebenfalls von großer Bedeutung: Mehlsack (2654 m), Rhon-Spitze (2495 m) und Gr. Gruben-Spitze (2662 m) werden von ihm zum großen Teil aufgebaut. Im Vergleich zum Hauptdolomit ist er der Verwitterung gegenüber widerstandsfähiger, so daß die Hänge beim Einsetzen des Plattenkalkes oft steiler werden. Seine Berg- bzw. Hangformen erscheinen glatter als die des Hauptdolomits, er liefert auch nicht so viel Schutt. Oft zerfällt der Plattenkalk in Blockschutt. Die einzelnen Bänke, sowohl die Dolomit- als auch besonders die Kalkbänke, wittern rundlich an. Auf den Kalkbänken ist häufig ein Rillenkarst entwickelt. In dickbankiger Ausbildung ähnelt der Plattenkalk oft dem Rätolias-Kalk, so daß AMPFERER (1932, Blatt Klostertaler Alpen) und STENGEL-RUTKOWSKI (1960) ihn stellenweise mit diesem verwechselten. Die Vegetation auf dem Plattenkalk ist derjenigen auf dem Hauptdolomit ebenfalls ähnlich.

Die Liegendgrenze des Plattenkalks ist sehr unscharf: in die reine Dolomitfolge des Hauptdolomits schalten sich zuerst vereinzelt, dann langsam zunehmend Kalkbänke ein, bis schließlich der Kalk überwiegt und Dolomitbänke nur untergeordnet auftreten; solche sind aber vereinzelt in der ganzen Schichtfolge

bis in die obersten Partien zu finden. Die Grenzziehung ist deshalb nicht annähernd so genau wie zwischen den anderen Schichtgliedern. Es wurde versucht, dem Vorgehen HUCKRIEDE's (1959, S. 58) und anderer Autoren zu folgen, die als Untergrenze des Plattenkalkes die erste Kalkbank in dieser karbonatischen Schichtfolge wählten. Eine Grenzziehung im Sinne ALBRECHT's (1953, S. 90) hätte es im bearbeiteten Gebiet unmöglich gemacht, einen selbständigen Plattenkalk-Komplex abzutrennen.

Die Grenze des Plattenkalkes gegen die hangenden relativ weichen Kössener Schichten ist morphologisch sehr auffällig und so kartiertechnisch leicht festzulegen. In ungestörten Profilen (z.B. S-Rand "In der Goppen" W der Rhon-Spitz) schalten sich zwischen dm-bankigen Kalken, die in ihrer Ausbildung noch dem typischen Plattenkalk gleichen, wenige cm-mächtige Lagen bräunlich bis gelblich anwitternder dunkler Mergel und Schiefer ein, die schon denen der Kössener Schichten stark ähneln. Dieser Bereich erreicht wenige Meter Mächtigkeit und wurde noch als Plattenkalk ausgeschieden, da er morphologisch mit diesem eine Einheit bildet. Die Untergrenze der Kössener Schichten wurde beim Einsetzen der typischen gelbbraun anwitternden Kössener Kalke gezogen. HÜCKEL (1960, S. 17) dagegen kartierte den wenige m mächtigen Übergangsbereich bereits als Kössener Schichten.

Die Plattenkalk-Serie setzt sich aus bankigen Kalken und Dolomiten zusammen, wobei die Kalke nur den basalen Teilen der Folge selten sind und in ihren höheren Teilen immer überwiegen. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit liegt bei mehreren dm und kann gebietsweise - besonders in den hangenden Partien des Plattenkalkes - auch mehrere m betragen. Besonders deutlich ist das NW Hpk 2443 m am Spullers Gümple ausgebildet. "Plattige" Bankung ist eher eine Ausnahme, so daß der beschreibende Name "Plattenkalk" wie in vielen anderen Teilen der Lechtaler- und Allgäuer Alpen irreführend ist und deshalb von vielen Autoren abgelehnt wird. Lateral besitzen die einzelnen Bänke eine sehr

konstante Mächtigkeit, und ihre Schichtflächen sind meist sehr eben.

Die Kalke der Plattenkalk-Folge sind dunkelgrau und leicht körnig, in der Anwitterung erscheinen sie hell- bis mittelgrau. Die Dolomit-Lagen sind im frischen Bruch zuckerkörnig und meist heller als die Kalke. Durch die Verwitterung werden sie oft etwas herauspräpariert und erscheinen oft gelblich. Leicht rötlichgrau oder gelblichgrau getönte Kalkbänke können gebietsweise ebenfalls beobachtet werden. Auch der Plattenkalk ist wohl zu einem großen Teil nicht nur durch einen gewissen Tongehalt, sondern auch durch geringe Bitumen-Beimischung gefärbt.

Wie beim Hauptdolomit zeigt ein großer Teil der Plattenkalk-Bänke eine ausgesprochene und auffällige Feinschichtung, die durch mechanische Externanlagerung entstanden ist. Oft sind diese feingeschichteten Bänke durch wechsellagernde dolomitische und kalkreichere Lamellen aufgebaut. Gekräuselte Feinschichtung wurde recht selten beobachtet. Ein geringmächtiger Horizont mit Aufarbeitungserscheinungen bildet oft das Hangende dieser fein laminierten Bänke. I.a. treten sonst Anzeichen unruhiger Sedimentation eher zurück.

Auch innerhalb von Bänken, die keine Feinschichtung aufweisen, tritt oft ein plötzlicher Wechsel von Kalk zu Dolomit ein. Dieser Übergang ist z.T. durch Suturen noch überprägt. An mehreren Lokalitäten (z.B. SE des Spuller-Sees) beobachtet man innerhalb vieler Kalkbänke Grabgänge,die durch dolomitisches Material verfüllt sind.

Im Vergleich zum Hauptdolomit ist der Plattenkalk sehr fossilreich. Innerhalb der Serie nimmt die Fossilführung vom Liegenden zum Hangenden stark zu. Der oberste Plattenkalk ist vorwiegend aus Fossildetritus-Kalken aufgebaut. Die Fossilien sind leider durchwegs sehr stark rekristallisiert. so daß eine Bestimmung meist nicht möglich erscheint. Besonders häufig finden sich kleine Turmschnecken, die innerhalb einer Bank oft

massenhaft auftreten und den folgenden Bänken gänzlich fehlen können. In den hangenden Teilen des Plattenkalkes fanden sich an verschiedenen Lokalitäten Megalodonten. SW des Mehlsackes wurden besonders viele aufgefunden, deren Querschnitte bis zu 16 cm Größe aufweisen können. HUCKRIEDE (1956, S. 41) beschrieb aus dem Gebiet von Kaisers Exemplare bis zu 30 cm Größe.

W der Fensterlewand fand sich im Schutt des höheren Plattenkalkes ein Kalkbrocken, der massenhaft recht stark umkristallisierte Korallen vom Typ Thecosmilia aufweist, daneben auch eine große umkristallisierte Turmschnecke.

Im Schliff zeigen Plattenkalke aus dem höheren Teil der Schichtfolge meist viele umkristallisierte Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten-Schalen, selten konnten auch Pseudooide und Ooide nachgewiesen werden.

Sphärocodien - auch aus der Umgebung des bearbeiteten Gebietes im Plattenkalk bekannt (STENGEL-RUTKOWSKI 1960, S. 40) - fanden sich gehäuft SW des Spuller Sees. Dort treten auch relativ häufig Feinschill-Lagen im Plattenkalk auf.

Fazies und Fossil-Inhalt des Plattenkalkes sprechen für einen relativ flachen Sedimentationsraum. Der Biotop scheint mit der Zeit lebensfreundlicher geworden zu sein.

Biostratigraphisch reicht der Plattenkalk bis ins tiefere Rät, wie verschiedene Fossilfunde immer wieder bestätigten (AMMON 1878, S. 46 f., WAEHNER 1903, S. 88, HUCKRIEDE 1959, S. 59 u.a.).

Der Plattenkalk ist gut faltbar. Mylonitisierung wurde nicht beobachtet.

Kössener Schichten

Über dem Plattenkalk folgen die Kössener Schichten in typischer Ausbildung: dunkle, oft braun anwitternde Schiefer und dunkel-

graue, meist gelbgrau anwitternde Kalkmergel und Kalke bauen eine reich gegliederte Schichtfolge auf.

Im bearbeiteten Terrain sind die Kössener Schichten - möglicherweise mit Ausnahme des Gebietes der Ob. Grätlisgrat-Sp. (s.S. 31) - überall ausgebildet. Abb. 2 zeigt ihre Verbreitung und Ausbildung.

Da die Kössener Schichten zum größten Teil leicht erodierbar sind, bilden sie oft morphologische Depressionen, die meist im Pleistozän übertieft wurden. Nur der höhere Teil der Schichtfolge ist widerstandsfähiger, so daß er die tiefsten Teile der durch die hangenden Rätolias-Kalke bedingten Steilstufen aufbaut. Zwischen Hauptdolomit/Plattenkalk- und Rätoliaskalk-Bergen bilden die Kössener Schichten relativ steile, gegliederte Scharten. Eine mehrere Meter mächtige Kalkrippe im mittleren Teil der Schichtfolge tritt oft auffällig hervor. Während die Kössener Schichten selbst relativ wenig Hangschutt liefern, sind sie oft durch mächtigen Schutt des hangenden Rätolias-Kalkes weitgehend verdeckt. In den tieferen Regionen sind die Kössener Schichten besonders in den stratigraphisch tiefen und mittleren Teilen der Schichtfolge meist reich mit Weiden bedeckt. Nördlich der Dalaaser Staffel ist auf Kössener Schichten ein größeres Gebiet mit einem ehemaligen Moor bedeckt - allerdings mag zwischen Kössener Schichten und dem Moor noch Grundmoräne liegen.

Die Liegendgrenze der Kössener Schichten wurde dort gezogen, wo die ersten typischen Kössener Kalke auftreten, so daß eine wenige Meter mächtige Grenzzone mit Plattenkalk-Bänken und geringmächtigen Zwischenlagen aus Kössener Mergeln und -Schiefern noch zum Plattenkalk-Komplex gerechnet wurde (s.S. 21). Die morphologische Grenze fällt damit zusammen, so daß diese Grenzziehung allein aus kartiertechnischen Gründen gewisse Vorzüge hat.

Das Hangende der Kössener Schichten bildet im untersuchten Gebiet immer Rätolias-Kalk. Die Festlegung der Grenze ist oft

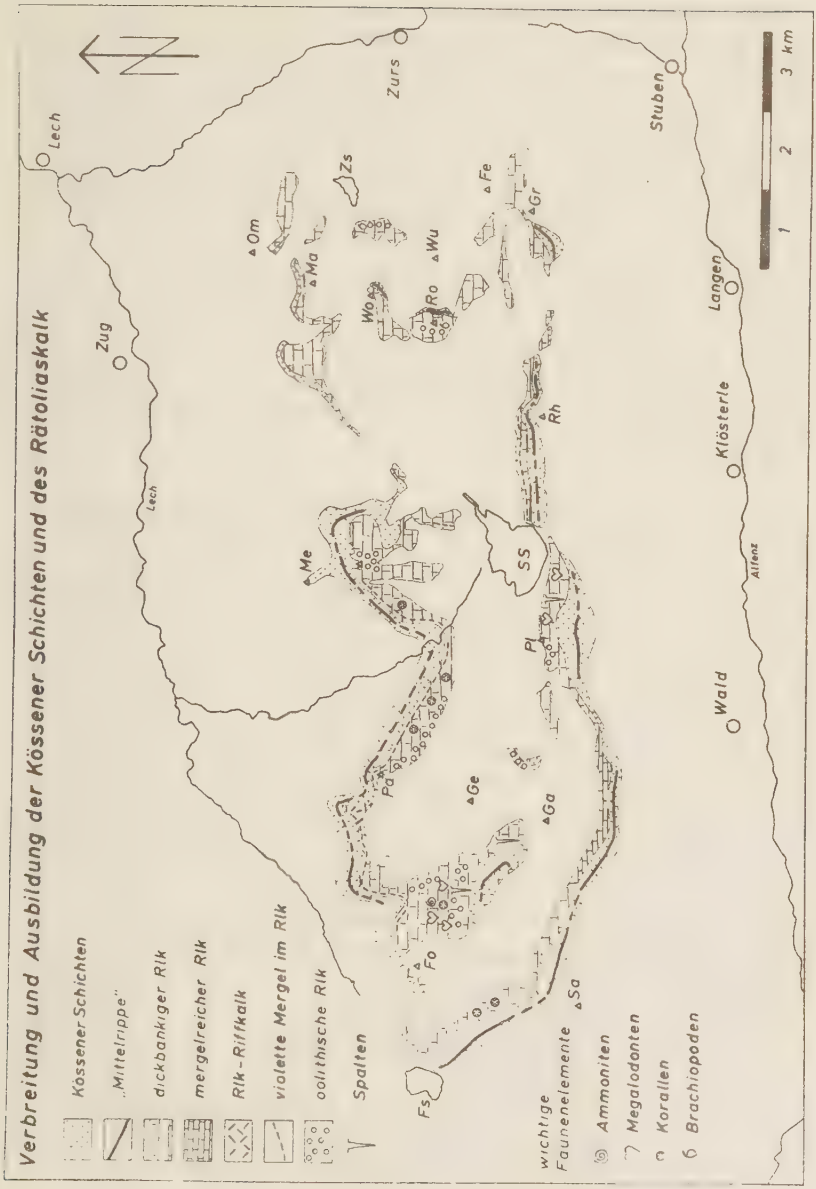


Abb. 2: Verbreitung und Ausbildung der Kössener Schichten und des Rätolias-Kalkes

sehr schwer, da der Übergang mehr oder weniger kontinuierlich und in den einzelnen Profilen zum Teil sehr unterschiedlich ausgebildet ist. Es wurde versucht, die Grenze so einheitlich wie möglich mit dem ersten Einsetzen dickbankiger bis "massiger" Kalke der "Fazies des Riffkomplexes" (FABRICIUS 1966) festzulegen. In mehreren Profilen treten noch Kössener Schiefer weit oberhalb dieser Grenzziehung als mehr oder weniger mächtige Bänder im Rätolias-Kalk auf. Sie können einige Meter mächtig werden. Im Gebiet der Fensterlewand vertritt offensichtlich Rätolias-Kalk lateral einen Teil der hangenden Kössener Schichten, ein schönes Beispiel für den Fazies-Charakter dieser Grenze. Zwischen Radonatobel und Glongmähder gleicht sich der gesamte Rätolias-Kalk den liegenden Kössener Schichten faziell stark an.

Im Bereich der westlichen Kalkalpen ist eine Untergliederung der Kössener Schichten m.W. in verschiedene lithologische Einheiten bisher nur grob durchgeführt worden: herkömmlich werden nur mächtige, nahezu schieferfreie Kalk-Serien als "Kössener Kalk" ausgeschieden, die in allen Stufen des Räts unterhalb des Niveaus des Rätolias-Kalkes auftreten können (z.B. D. RICHTER 1963, S. 83). Im bearbeiteten Gebiet konnte nach der lithologischen Ausbildung eine etwas feinere "Serien-Gliederung" durchgeführt werden. Sie wurde an mehreren gut aufgeschlossenen, tektonisch nicht gestörten Profilen gewonnen (z.B. Karwand westlich der Rhon-Spitze, Grat nördlich Pfaffenegg und oberer Weg östlich des Formarinsees zur Freiburger Hütte) und ließ sich im kartierten Gebiet selbst bei starker tektonischer Beanspruchung meist recht gut anwenden:

Hangendes:	Rätolias-Kalk
	vorwiegend Kössener Kalke
	vorwiegend Kössener Schiefer
	"Mittelrippe"
	vorwiegend Kössener Schiefer mit drei gelb anwitternden Dolomitbänken
	Wechsellagerung Kössener Schiefer und -Kalke
Liegendes:	Plattenkalk

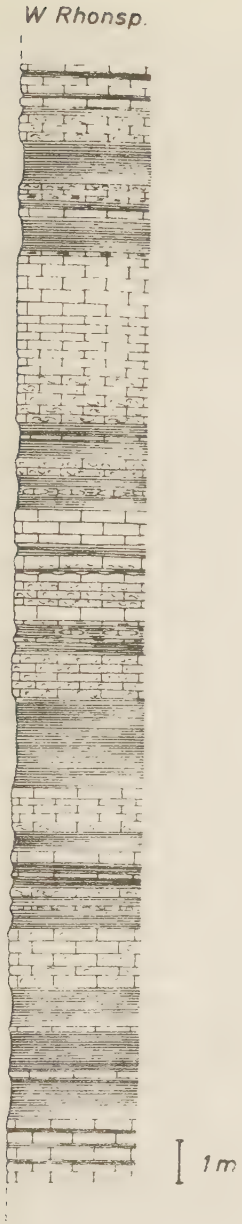


Abb. 3: Profil aus dem tieferen Teil der Kössener Schichten. Wand östlich "In der Goppen", westlich der Rhon-Spitze.

Diese Seriengliederung kann auf andere Teile der westlichen Kalkalpen wohl nur mit starken Einschränkungen und nur gebietsweise übertragen werden. Im benachbarten Omeshorn gilt diese Gliederung z.B. nicht: hier scheinen die Kössener Schichten schon primär nahezu nicht ausgebildet zu sein. Nach Literaturhinweisen und eigenen Vergleichsbegehungen scheint aber in weiten Teilen der Lechtaler Alpen eine ähnliche Untergliederung angedeutet zu sein: so beschreibt z.B. HÜCKEL (1960, S. 20) die "Mittelrippe" aus allen von ihm begangenen Vorkommen, und BANNERT (1964, S. 13) konnte sie ebenfalls gebietsweise nachweisen.

Im folgenden wird die Kössener Schichtfolge etwas eingehender vom Liegenden zum Hangenden beschrieben. Der tiefste Teil der Kössener Schichten wird von einer Wechsellagerung aus Kalken, Mergeln und Schiefern aufgebaut. Das Kalk/Ton-Verhältnis schwankt in dieser Folge sehr stark, meist überwiegen aber Kalke und mergelige Kalke. Es treten einerseits sehr fossilreiche, teilweise spätige Schillkalke auf, die oft sehr schöne Abdrücke von Muscheln zeigen. Sie sind dm gebankt, die Bankungsflächen sind meist recht wellig. Im frischen Bruch sind sie dunkelgrau, in der Anwitterung meist bräunlich. Daneben finden sich fossilfreie, oft recht mergelige dunkelgraue Kalke, die charakteristisch gelbgrau anwittern. Ihre Schichtflächen sind sehr eben und meistens ist zwischen die einzelnen Bänke eine dünne Mergelzwischenlage eingeschaltet. Auf ihren Schichtflächen sinden sich als einzige Fossilien relativ häufig Wirbeltier-Reste. "In der Goppen" westlich der Rhon-Spitze wurden an einer Stelle Wellenrippeln darin beobachtet. Zwischen den Kalken und den kalkfreien dunklen Schiefern gibt es alle Übergänge, manchmal lösen sich auch die Kalkbänke in Kalknollen-Lagen auf, die in Mergel eingebettet sind. Die typischen Schiefer sind dunkel, fast schwarz und zerfallen bei der Verwitterung in kleine Plättchen, die dann oft braune Farbtöne aufweisen. Abb. 3 zeigt einen typischen Profil-Ausschnitt aus diesem tiefsten Teil der Kössener Schichten.

In dem unteren Abschnitt der Kössener Schichten ließen sich

an mehreren Stellen endostratische Breccienlagen nachweisen. Schliffe eines derartigen Kalkes vom Grat nördlich des Schafberges zeigen in einer pelitischen gelbgrauen Matrix mittel- bis hellgraue Mergelkalke, die keine Fauna führen. Durch recht intensive Flaserung sind die einzelnen Komponenten randlich z.T. stark gerundet, so daß das Breccien-Gefüge recht abgewandelt ist. Diese Flaserung ist wenigstens teilweise jünger als die letzte Kluftbildung bzw. -verheilung.

Im Schut am Grat nördlich des Pfaffeneggs fand sich ein Kössener Schillkalk, der Spuren starker Bioturbation zeigt: in ss sind ± kreisrunde fossilfreie Bereiche von etwa 2 cm Durchmesser ausgespart, die sich senkrecht zu ss trichterförmig verjüngen. Die Fossilschalen sind zum großen Teil konzentrisch um diese Wühlbauten angeordnet.

Zwischen dieser Wechsellagerung im tiefsten Teil der Kössener Schichten und der "Mittelrippe" folgt eine Serie, die zum überwiegenden Teil aus Kössener Schiefern aufgebaut ist. Im hangenden Teil dieser Schieferfolge sind einige Meter unter der "Mittelrippe" drei sehr auffällige ockergelb anwitternde Bänke aus feinkörnigem dunkelgrauem kalkigem Dolomit ausgebildet. Diese fossilfreien Bänke sind ebenflächig begrenzt und durch dickere Schieferlagen getrennt. Sie konnten in fast allen gut aufgeschlossenen ungestörten Profilen aufgefunden werden und fehlen nur im NE-Teil des Terrains. Die Schiefer dieser Folge sind wie immer sehr dunkel, feinsandig und enthalten meist etwas Pyrit. In der Anwitterung herrschen wieder braune Farbtöne vor.

Die "Mittelrippe" markiert etwa die Grenze zwischen dem unteren Drittel und dem Rest der Kössener Schichtfolge. Sie besteht aus einer mehrere Meter mächtigen rein kalkigen nur an der Basis noch schlecht gebankten sonst ungebanketen Kalkbank. Im frischen Bruch ist der Kalk dunkel, in der Anwitterung mittel- bis hellgrau ohne Farbstich. "In der Goppen" westlich der Rhon-Spitze sind im Liegenden der Mittelrippe zwei je etwa 10 cm mächtige, pyritführende Kalkbänke mit sehr vielen Fossilresten und einzelnen Pellets ausgebildet. Die Mittelrippe selbst ist

hier 5,50 m mächtig. In ihrem liegenden Teil ist sie aus fossilfreiem dichtem Kalk aufgebaut. Die höheren Teile bestehen aus Fossilschuttkalk mit Pellets. Korallen kommen hier nur im hangenden Teil der Mittelrippe vor. Im ganzen erinnert die Mittelrippe schon sehr an den Rätolias-Kalk, sie stellt eine Art Vorläufer dieser Fazies dar.

Über der "Mittelrippe" folgt eine recht mächtige Folge, in der wiederum Kössener Schiefer weit vorherrschen. Kalkbänke treten in diesem Teil der Kössener Schichten oft über mehrere Profil-Meter nicht auf.

Der höchste Teil der Kössener Schichten besteht vorwiegend aus Kalken. Schieferlagen treten stark in den Hintergrund, und nur selten erreichen sie Mächtigkeiten von über 1 m wie z.B. östlich des Formarin-Sees, wo ein etwa 3 m mächtiges Schieferpaket in die Kalk-Serie eingeschaltet ist. Es herrschen dmgebankte bräunlichgrau anwitternde, mittelgraue Kalke (meist Knollenkalke) mit sehr unebenen Schichtflächen vor. Die gewellten Schichtflächen sind oft nur mit einem dünnen Mergel-Belag versehen, so daß manchmal der Eindruck einer nahezu kompakten Kalkfolge entsteht. Daneben treten auch Kalkbänke auf, deren Mächtigkeit 1 m überschreiten kann. Bei weitem überwiegen Knollenkalke, die oft reichlich Brachiopoden führen, in dieser Abteilung. Daneben treten mergelreichere Kalke und Spatkalke auf. Kalkbänke, reich an Lamellibranchiaten-Schill, sind nur sehr untergeordnet ausgebildet. Morphologisch bilden diese Kössener Kalke den Fuß der steilen Wände aus Rätolias-Kalk.

Die Kössener Schichten sind im ganzen Gebiet sehr gleichartig ausgebildet. Lediglich nach NE zum Omeshorn scheint in der Wand südlich des Gstütner Gümple die Mächtigkeit der Kössener Schicht schon primär stark abzunehmen, was allerdings wegen starker tektonischer Beanspruchung nicht gut zu verfolgen ist. Am Omeshorn selbst sind die Kössener Schichten primär sehr geringmächtig, und eine Unterteilung der Schichtfolge ist nicht

mehr möglich. Es scheint, als ob die Kössener-Fazies in Richtung auf den Zürser-See noch mehr zurückträte. Ob im Gebiet der Ob. Grätlisgrat-Spitze SW des Zürser-Sees überhaupt noch Kössener Schichten entwickelt sind, muß offenbleiben; wegen der intensiven tektonischen Beanspruchung gibt es dort keine ungestörten Profile. Auch STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 45 und Taf. 4) fand, daß die Kössener Schichten südlich Lech besonders geringmächtig werden. Ihre größten Mächtigkeiten erreichen die Kössener Schichten am Süd-Rand des bearbeiteten Gebietes etwa zwischen Radonatobel und Glongmähder.

Auch im bearbeiteten Gebiet weist die Fauna der Kössener Schichten den bekannten Arten- und Individuen-Reichtum auf, wie ihn aus Vorarlberg KÜHN (1942) bekannt gemacht hat und der aus den Lechtaler Alpen z.B. von HUCKRIEDE (1956, 1959) beschrieben wurde. Auf eine erneute Aufzählung sei deshalb verzichtet und nur auf einige Funde hingewiesen: Die Fossilien finden sich fast ausschließlich in den Kalklagen. Während viele Kalkbänke sehr fossilreich sind (z.B. die Bänke aus Lamellibranchiaten-Schill), sind die Mergelkalke meist fossilleer (vgl. FABRICIUS 1966, S. 14). Auf ihren Schichtflächen fanden sich relativ gehäuft Wirbeltier-Reste. Besonders reichlich treten solche in dem tiefsten Teil der Kössener Schichtfolge auf. Neben verschiedenen Schuppen fanden sich ein Kieferrest, ein Placodontierzahn und Wirbel-Fragmente. Die Mergel und Schiefer der Kössener Schichten sind i.a. fossilarm oder -leer, was auch von anderen Bearbeitern berichtet wurde. Im Schutt des Kars NW des Pfaffeneggs (Pöngertle) fand sich eine große Mergel-Platte aus dem höheren Teil der Schichtfolge, die eine etwa 1,5 cm breite und circa 20 cm große weite Mäander beschreibende Lebensspur und einige Abdrücke von Avicula contorta zeigt. In den Kössener Kalken des oberen Teils der Schichtfolge treten oft gehäuft Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Echinodermenreste und stellenweise seltener, oft aber auch überwiegend Korallenreste auf. Im Schutt der höheren Kössener Schichten fand sich NW des Schafloches ein Kalk mit Megalodonten. Die Verteilung der Fossilien im Profil der Kössener Schichten zeigt,

daß die Lebensbedingungen sich zum Hangenden der Schichtfolge verbesserten, FABRICIUS (1966, S. 17) führt das auf stärkere Wasserbewegung zurück.

KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1964, S. 567) weisen auf die ausgeprägten Konvergenzen zwischen der Ausbildung der Kössener Schichten im mittelostalpinen (sensu TOLLMANN 1963) Profil der Stangalm (Kärnten) und dem westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen hin. Nach W. SCHLAGER (1963. S. 77 f.) bestehen auch viele Anklänge zwischen der Fazies-Entwicklung im Drauzug und der in den westlichen Nördlichen Kalkalpen.

Auf tektonische Beanspruchung reagieren die Kössener Schichten sehr plastisch: intensive Verfaltung ist an vielen Stellen zu beobachten. Die "Mittelrippe" verhält sich dabei wie ein starres Brett, das der Faltung nicht oder nur stark abgeschwächt folgt. Zwischen den kompetenten Paketen der Hauptdolomit/Plattenkalk-Folge und des Rätolias-Kalkes sind die inkompetenten Kössener Schichten teils stark ausgequetscht und oft ganz unterdrückt, während sie an anderen Stellen stark angeschoppt vorliegen. Übertrieben kann man sagen, daß die Kössener Schichten als Gleithorizont einer Stockwerkstektonik bezeichnet werden können (z.B. N-Hang des Schafberges).

Rätolias-Kalk

Über den reich gegliederten Kössener Schichten folgen die morphologisch stark hervortretenden Rätolias-Kalke: Vorwiegend dickbankige bis "massige" graue Riffschuttkalke, Riffkalke und oolithische Kalke, in die t.w. violettrote Mergel- und Schieferlagen eingeschaltet sind. FABRICIUS (1959, S. 546 f.) schlug für den früher gebräuchlichen Namen "Oberrhätischer Riffkalk" (HAHN 1910) (= "Oberrhätkalk") den Terminus "Rätolias-Riffkalk" vor, da die Riffazies i.w.S. bereits im unteren Rät einsetzen und bis in den unteren Lias hinaufreichen kann. Da es sich im untersuchten Gebiet meist nicht um Riffkalk i.e.S. handelt, wird hier der Name "Rätolias-Kalk" bevorzugt.

Der Rätolias-Kalk ist im gesamten Kartiergebiet verbreitet und umgibt den Kern der Spuller-See-Mulde meist als relativ schmaler Streifen. In Gebieten mit starker Querfaltung (Roggal-Spitze, Schafberg) reicht er näher an das Mulden-Innere heran. Eine besonders große Fläche mit schönen Aufschlüssen baut er östlich und südöstlich des Formaletsch in dem Gebiet "Auf der Ganda" (auch "Steinernes Meer" genannt) auf. Abb. 2 zeigt die Verbreitung und Ausbildung des Rätolias-Kalkes.

Da der Rätolias-Kalk gegen die Verwitterung sehr beständig ist, stellt er einen der wichtigsten Gipfelbildner des Gebietes dar: Roggal-Spitze (2674 m), Schafberg (2631 m), Goppel-Spitze (2363 m), Wasen-Spitze (2604 m), Pfaffenegg (2633 m), Pöngertle-Kopf (2541 m), Plattnitzerjoch-Spitze (2324 m) und Fensterlewand (2330 m) bestehen ganz oder weitgehend aus Rätolias-Kalk. Ganz allgemein baut er steile Hänge auf, die hier und da durch eingelagerte Schiefer- und Mergellagen untergliedert sind und so oft treppenförmige Gestalt erhalten. Auch als Schutt-Lieferant spielt er eine wichtige Rolle: er zerfällt vorwiegend zu oft sehr grobem Blockschutt, der auch als Moränenmaterial sehr wichtig ist, besonders in den Endmoränen. Nur am Südrand im Bereich zwischen Radonatobel und Glongmähder, wo der Rätolias-Kalk sich recht stark an die Kössener Schichten angleicht, tritt er morphologisch nicht stark hervor.

Die Grenze zwischen den liegenden Kössener Schichten und dem Rätolias-Kalk ist meist sehr unscharf und wechselhaft (s.S. 26). Sie scheint im oberen Teil des Rät zu liegen, da in Kalken der obersten Kössener Schichten nördlich des Pfaffeneggs eine Spirigera oxycolpos EMMRICH gefunden wurde. Auch die Brachiopoden-Fauna der violetten Mergelbänke im unteren Rätolias-Kalk, die im Gebiet des Pfaffeneggs geborgen wurde, scheint noch rätisch zu sein; das recht schlecht erhaltene Material konnte aber nicht bestimmt werden. Sicher oberrätisches Alter besitzt der größte Teil des Rätolias-Kalkes im Gebiet östlich des Flexen-Passes. Herr Dipl.-Geol. U. Doert (Erlangen) fand etwa 2 - 3 m unter den hangenden hornsteinreichen Allgäu-Schichten am NE-Fuß der Pazielferner-Spitze beim HP 2490 m in

Brachiopoden-reichem Rätolias-Kalk einen Choristoceras sp. (det. R. Fischer, Marburg).

Auch die Obergrenze des Rätolias-Kalkes ist sehr variabel ausgebildet. Das Hangende bilden Unterlias-Rotkalke, hornsteinreiche Allgäu-Schichten oder Ausbildungen, die zwischen diesen beiden Faziestypen vermitteln. Meist wird der Rätolias-Kalk von Unterlias-Rotkalk überlagert. Der Übergang zwischen diesen beiden Schichtgliedern ist oft sehr fließend (s.S. 43).

In den Gebietsteilen, in denen hornsteinreiche Allgäu-Schichten das direkt Hangende des Rätolias-Kalkes bilden, ist der Fazies-Umschwung viel akzentuierter. Die obersten Rätolias-Kalke können (z.B. südlich der Roggal-Spitze) Hornsteine enthalten, sind aber noch typisch ausgebildet und über 1 m-bankig. Auch dm-bankige Kalklagen mit dünnen Mergel-Zwischenlagen und Hornsteinen, die schon recht stark der Fazies der Allgäu-Schichten entsprechen, sind gebietsweise in die obersten Rätolias-Kalke eingeschaltet. Über ihnen folgen aber immer noch charakteristische Rätolias-Kalke, die von den hornsteinreichen Allgäu-Schichten überlagert werden. Abb. 7 zeigt ein derartiges Profil.

Zwischen diesen beiden extremen Varianten der Schichtfolge gibt es verschiedene Übergangsstadien. Oft treten dabei violettrote Farbtöne in den untersten gebankten und mergelreicheren Kalken über den Rätolias-Kalken auf. Eine eindeutige Diskordanz an dieser Grenze wurde nie beobachtet (s.S. 52). Kürzere Sedimentationsunterbrechungen im höheren Teil des Rätolias-Kalkes können dagegen nachgewiesen werden. NW der Dalaaser Staffel fand sich im Schutt ein Korallen-führender rötlichgrauer Rätolias-Kalk, der mit größter Sicherheit dem Top dieser Schichtfolge entstammt. Dieser Fund zeigt:

> Probe und Schliffe 16/64: angelöste Korallen (Thecosmilia sp.), die relativ wenig umkristallisiert sind, sind von rötlichgrauen Kalken umgeben. Sowohl der Raum zwischen den einzelnen Korallenästen als auch - allerdings recht selten - das Zentrum einzelner Korallenäste ist durch ihn verfüllt. Die Farbverteilung des feinkörnigen Kalkschlammes ist schlierig.

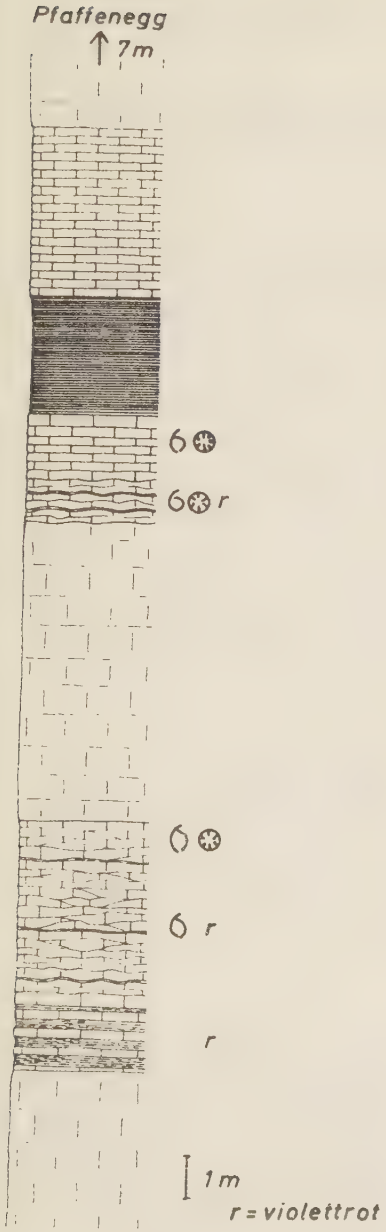


Abb. 4: Profil aus dem tieferen Teil des Rätolias-Kalkes mit violetten Mergeln und Kössener Schiefern
Nordhang des Pfaffeneggs

Deutung: das Korallenskelett unterlag einer submarinen Kalklösung und später wurden die entstandenen Hohlräume durch wohl liassische rötliche feinkörnige Kalke gefüllt.

Derartige Lösungserscheinungen wurden bereits von FABRICIUS (1966, Taf. 20 und 1968, S. 245) aus dem obersten Rätolias-Kalk beschrieben.

Die Schichtfolge des Rätolias-Kalkes setzt sich zum überwiegenden Teil aus dickbankigen, hell- bis mittelgrau anwitternden, im frischen Bruch meist mittelgrauen Kalken zusammen. Die Bank-Mächtigkeiten liegen meist über 1 m. Daneben können aber auch mächtigere Zonen aus dm-bankigen Kalken, oft mit welliger bis knolliger Oberfläche, aufgebaut werden. Die Kalke enthalten meist eine reiche Fauna; vorwiegend aus Korallen, Kalkalgen und Hydrozoen. Besonders in den höheren Teilen des Rätolias-Kalkes treten auch häufig Megalodonten und Gastropoden auf.

Gebietsweise sind Großoolith-Strukturen sehr verbreitet. Dolomitisierung kann hier und da nachgewiesen werden. Es handelt sich um unregelmäßig begrenzte Partien von meist cm-Größe. In der Anwitterung sind sie etwas gelblich.

Der größte Teil des Rätolias-Kalkes im bearbeiteten Gebiet kann der Gruppe der "detritischen Fazies" (FABRICIUS 1966, S. 22) zugeordnet werden. In der NE-Wand des Pöngertle-Kopfes fällt in der Mitte der Schichtfolge eine massige Partie auf, die lateral schnell an Mächtigkeit verliert. Eine genauere Untersuchung war nicht möglich; m.E. mag es sich um ein kleines Riff handeln, das in die detritischen Rätolias-Kalke eingelagert ist.

Im folgenden sei auf einige abweichende Ausbildungen eingegangen: besonders auffällig sind intensiv violettrote Mergel- und Schiefer-Zwischenlagen, die in den tieferen oder den mittleren Teil der Schichtfolge eingeschaltet sein können. Ihre Verbreitung ist auf Abb. 2 dargestellt. In dem Rätolias-Kalk-Profil am Grat N des Pfaffeneggs sind in dem tieferen Teil dieser

Serie mehrere Horizonte rotgrauer Knollenkalke mit einigen violettroten Mergel-Zwischenlagen ausgebildet. Die knolligen Kalke sind sehr reich an Brachiopoden und Korallen. Im Hangenden dieser Serie tritt noch eine knapp 3 m mächtige Zone schwarzer, griffelig zerfallender Kössener Schiefer auf. Abb. 4 zeigt diesen Teil des Profils.

Im Rätolias-Kalk-Profil SE des Gehrengrates westlich Klösterle Schütz fallen ebenfalls violettrote mergelreiche Zonen auf. Im Gegensatz zu der Ausbildung am Pfaffenegg sind hier 2 mächtigere Zonen entwickelt, die streng auf den mittleren Teil der Schichtfolge beschränkt sind. In der tieferen, einige Meter mächtigen Lage wechseln violettrote Schiefer mit dünnbankigen, dichten, grauen Kalken, die einen Stich ins Violette zeigen. Die Schichtflächen der dünnen Kalkbänke sind ganz eben, die Übergänge Kalk-Schiefer sind auf einen sehr schmalen Bereich beschränkt. Das Liegende dieser Zone wird von fossilreichem gebanktem Rätolias-Kalk aufgebaut. Die höhere Mergel-Zone ist 4,40 m mächtig. In ihrem tieferen Teil fallen zwei Lagen aus violetten Schiefern auf, die 40 bzw. 50 cm mächtig sind. Darüber folgt eine Wechsellagerung aus wulstigen dichten fossilfreien Kalk-Lagen mit dünnen violetten Mergel-Zwischenlagen.

Relativ selten wurden auch im höheren Teil des Rätolias-Kalkes violette Mergel aufgefunden. Am W-Ende der S-Mauer des Spuller Sees schaltet sich eine mehrere Meter mächtige Wechselfolge dm-bankiger violettgrauer, fossilfreier Kalke, die oft in einzelne Kalkknollen aufgelöst sind, und violetter Mergel und mergelreicher Kalke in dickbankige typische fossilreiche Rätolias-Kalke ein (s. Abb. 5).

Diese verbreiteten Einschaltungen violetter Schiefer und Mergel in den Rätolias-Kalk stellen wohl ebenso Festlandeinflüsse dar, wie sie aus dem Rätikon bereits von LEUTENEGGER (1928) aus dem Niveau des Unterlias-Rotkalkes und von JACOBSHAGEN (1965, S. 82) aus dem Rät beschrieben wurden. Doch liegen im untersuchten Gebiet keine Sandsteine mehr vor, wie sie JACOBSHAGEN vom Brandner Ferner erwähnte.

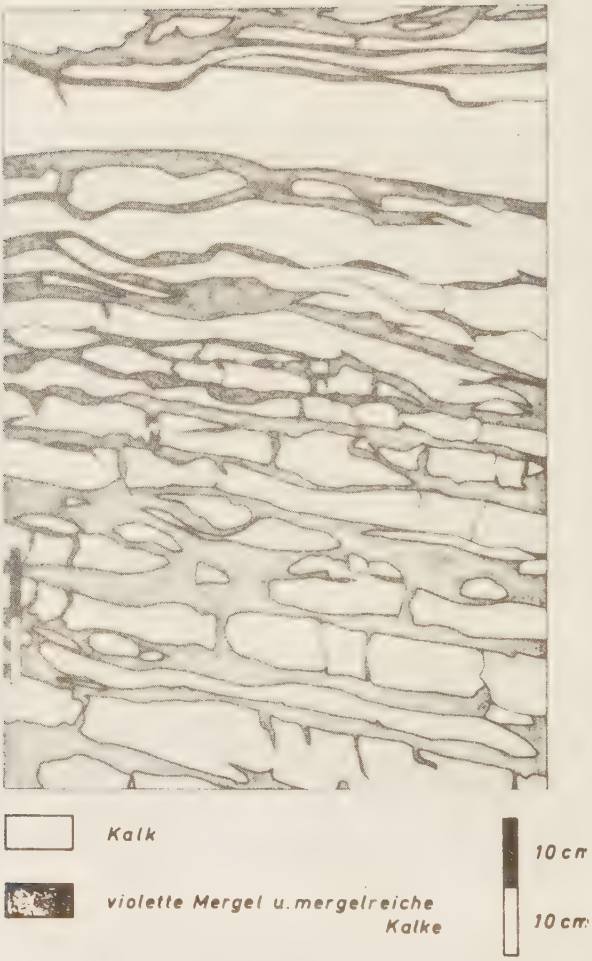


Abb. 5: Wechsellagerung von Kalken und violetten Mergeln im höheren Teil des Rätolias-Kalkes.
West-Ende der Süd-Mauer des Spuller Sees.

An mehreren Lokalitäten ist der höhere Teil des Rätolias-Kalkes als Oolith, oolithischer Kalk oder als Echinodermen-Schuttkalk ausgebildet. Die meisten dieser Gesteinstypen werden wohl liassisch sein. Nachweisen ließ sich diese Annahme jedoch nur im Gebiet "Auf der Ganda", wo die Oolithe und oolithischen Kalke erst mehrere Meter über der Bank auftreten, in welcher ein Ectocentrites sp. aufgefunden wurde (s.S. 40). An der Roggal-Spitze und östlich der Ob. Grätlisgrat-Spitze fanden sich im Schutt reichlich oolithische Kalke, die viele "Terebrateln" und "Rhynchonellen" führen. Diese Gesteintypen bestehen daneben aus Schlammkörnern und oft enthalten sie reichlich Echinodermen-Schutt. Teilweise läßt sich auch nachweisen, daß das Sediment zu resedimentären Breccien aufgearbeitet worden ist.

Die von FABRICIUS (1967, S. 143) bereits angedeutete Oolith-Zone am Kalkalpen-Südrand kann nun für das bearbeitete Gebiet mit größerer Sicherheit behauptet werden (s. Abb. 2). Am ehesten könnten die aufgefundenen Oolithe und oolithischen Kalke dem Typ III von FABRICIUS (1967, S. 147) entsprechen. Im bearbeiteten Gebiet scheint die Oolith-Zone nicht direkt dem primären Südrand der Nördlichen Kalkalpen zu entsprechen, sondern es hat den Anschein, daß sich nach S ein etwas tieferer Meeresteil anschließt, da die Profile des Rätoliaskalkes zwischen Radonatobel und den Glongmähdern deutliche Angleichungen an die Becken-Fazies der Kössener Schichten zeigen (s. Abb. 2). Hier liegt offensichtlich ein Vorläufer des jurassischen Klostertaler Troges (JACOBSHAGEN 1965) vor.

Im obersten Rätolias-Kalk wurden am S-Rand des Gebietes "Auf der Ganda" und im Schutt der Plattnitzerjoch-Spitze Megalodonten-Querschnitte gefunden, deren ehemalige Schalen aufgelöst und durch graurote Spatkalke oder fleischrote mikritische Kalke ersetzt waren. Das umgebende Gestein ist typischer mittelgrauer Rätolias-Kalk. Es muß angenommen werden, daß die Verfüllung der Hohlräume im tieferen Lias stattfand.

Eine Untergliederung des Rätolias-Kalkes, z.B. in rätischen und liassischen Anteil, scheint im untersuchen Gelände nicht möglich.

Eine biostratigraphische Fixierung der Obergrenze des Rätolias-Kalkes ist meist aus Mangel an Leitfossilien sehr schwierig. Der Nachweis, daß die Rätolias-Kalke noch in den unteren Lias reichen können, wurde bereits an mehreren Stellen der Nördlichen Kalkalpen erbracht (WÄHNER 1903, OSSWALD 1928, HUCKRIEDE 1959, FABRICIUS 1967), doch handelte es sich nie um Riffkalke. Bei einer gemeinsamen Begehung fand Herr Dr. F. Fabricius (München) im oberen Teil des Rätolias-Kalkes des Gebietes "Auf der Ganda" mehrere schlecht erhaltene Ammoniten, von denen einer zum Teil geborgen und als Ectocentrites sp. bestimmt werden konnte. Ectocentriten treten im Hettangium, wahrscheinlich nur im oberen Hettangium auf, aus dem unteren Hettangium ist kein sicherer Fund bekannt. Dieser Fund liefert m.W. den ersten Beweis dafür, daß auch noch im tieferen Lias Riff-Korallen wachsen konnten: In der gleichen Bank fanden sich relativ selten Korallen des Typs Thecosmilia sp.. Über der Fundschicht folgen noch etwa 15 bis 20 Meter grauer Rätolias-Kalk, der zum größten Teil dickbankig ausgebildet ist. Eine mehrere Meter mächtige Bank im Hangenden der Fundschicht enthält als stark vorwiegendes Faunen-Element Korallen des Typs Thecosmilia sp. in situ. Hier konnten also noch im tieferen Lias Korallen existieren.

FABRICIUS (1966, S. 4) nahm an, daß dem Absterben der Riffe am Beginn der Jurazeit eine überregionale Bedeutung zukommt. An Hand vieler Paläotemperatur-Bestimmungen konnten FABRICIUS, FRIEDRICHSEN & JACOBSHAGEN (im Druck) nachweisen, daß mit der Trias/Jura-Wende eine Temperatur-Erniedrigung zusammenfällt. Im bearbeiteten Gebiet ändern sich aber im tieferen Lias Fazies und Fauna so sehr, daß vor allem auf eine Vertiefung des Sedimentationsbeckens zu schließen ist. Auch JURGAN (1967, S. 107) rechnet mit einem Absinken des Sedimentationsraumes an der Trias/Jura-Wende im Gebiet der Berchtesgadener Alpen. Die Absenkung erfolgt nicht gleichzeitig. Das Gebiet der westlichen Spuller-See-Mulde scheint besonders lange eine relative Schwellenregion gewesen zu sein, so daß hier örtlich noch Korallen-Riffe wachsen konnten, während diese in anderen Teilen der Geosynklinale längst abgestorben waren.

Der Rätolias-Kalk der Spuller-See-Mulde gehört zum größten Teil dem back-reef Bereich an. Die verbreiteten Oolithe sprechen für eine geringe Ablagerungstiefe im höheren Teil der Schichtfolge (ein großer Teil der Ooide ist aber sicher in etwas tiefere Sedimentationsräume umgelagert).

Auf tektonische Beanspruchung reagieren die Rätolias-Kalke mit Bruch, beispielhaft im N-Flügel der Spuller-See-Mulde östlich des Pfaffeneggs (s. Abb. 68). Über den sehr mobilen Kössener Schichten sind sie manchmal abgeschert (z.B. im Schafberg, s. Abb. 26).

Spaltenbildung und Aufarbeitungserscheinungen im tieferen Lias

Im Gebiet der Plattnitzerjoch-Spitze, nördlich des Schwarztobels in der Nähe des HP 2095 m und am Südrand des Gebietes "Auf der Ganda" wurden vertikale Spalten im höchsten Rätolias-Kalk beobachtet. Die Spalten sind mit rotgrauem Spatkalk und/oder rotem mikritischem Kalk gefüllt. Oft zeigen sie einen komplizierten Aufbau. Besonders große Spalten finden sich nördlich des Schwarztobels: sie reichen mehrere Meter tief in den Rätolias-Kalk hinein und sind dm bis über 1 m breit. Im Gebiet "Auf der Ganda" östlich der Oberen Schafhütte (2092 m) finden sich sehr viele Spalten im Rätolias-Kalk. Viele sind mit rötlichgrauem Crinoiden-Schuttkalk gefüllt. Andere enthalten roten mikritischen Kalk, in dem hier und da massenhaft kleinwüchsige Ammoniten-Querschnitte zu erkennen sind. Diese Reste sprechen für Formen des tieferen Sinemuriums. An der Plattnitzerjoch-Spitze konnte festgestellt werden, daß eine Spalte mindestens zweimal aufgerissen ist. In einem Hangschuttblock der Plattnitzerjoch-Spitze fand sich in typischem mittelgrauem Rätolias-Kalk eine 20 cm breite Spalte, die an beiden Spaltenrändern mit rosagrauem Spatkalk gefüllt ist. Im Spatkalk finden sich einzelne Partien, die mit feinkörnigem Kalk bzw. mit mikritischem, deutlich geschichtetem, rötlichgrauem Kalk verfüllt sind. Das Zentrum der Spalte ist durch einen jüngeren fleischroten mikritischen Kalk gefüllt. FABRICIUS (1962, S. 317, Abb. 3) bildet ebenfalls mehrmals aufgerissene und mit verschieden altem Sedi-

ment verfüllte Spalten aus dem Rätolias-Kalk des Sonnwendgebirges ab. Detaillierte Untersuchungen über Entstehung und Ausbildung von liassischen Spalten veröffentlichten in der letzten Zeit JURGAN (1967, S. 84 f., 1969, S. 488 f.) und WENDT (1969, S. 232 f.). Als wahrscheinlichste Ursache für die Spaltenbildung erscheinen mir tektonische Zerrungsspannungen.

STENGEL-RUTKOWSKI (1960, Karte und S. 60) schied nördlich des Zürser-Sees und am Nord-Fuß der Ob. Grätlisgrat-Sp. "Oberrhät-Kalk" in Schwellenfazies aus, über den er schreibt: "Der 'Oberrhätkalk' ist oberflächlich stark aufgearbeitet, die teils nur schlecht gerundeten, groben Gerölle sind mit ziegelrotem Bindemittel zementiert." Dieses auffällige Sediment konnte an diesen Stellen und in etwas abweichender Entwicklung im Gebiet der Gruben-Spitze wiedergefunden werden.

Es handelt sich um eine polygene Breccie, deren Komponenten aus Faziestypen des Rätolias-Kalkes, die z.T. über 50 cm Durchmesser erreichen und selten Korallen des Typs Thecosmilia führen, und mikritischen hell- bis fleischroten Mikrofossilkalken des Unterlias-Rotkalkes bestehen, die oft Foraminiferen enthalten. Die Matrix besteht aus einem mikritischen dunkelroten leicht geflaserten Mergelkalk. Bei den Komponenten aus Rätolias-Kalk fallen einige Brocken auf, die endostratischen Breccien entstammen. Die diagenetische Verfestigung der Rätolias-Kalke war z.Zt. der Aufarbeitung vollständig abgeschlossen. In den Komponenten treten immer wieder mit Kalzit verheilte Klüfte auf, die z.T. noch durch ein jüngeres Kluftsystem gekreuzt werden, das mit mikritischem roten Kalk gefüllt ist; bisweilen ist auch der interne Teil der älteren Klüfte mit Rotkalk gefüllt.

Die Aufarbeitungserscheinungen sind wahrscheinlich nicht im tiefsten Unterlias, sondern wohl erst später entstanden. Die wiederaufgearbeiteten Komponenten des Rätolias-Kalkes mit endostratischen Geröllen deuten auch auf Unruhe zur Zeit der Rätolias-Kalk-Sedimentation hin. Ein Anzeichen für Trockenlegung im tieferen Lias kann m.E. nicht in ihnen gesehen werden.

Unterlias-Rotkalk

In weiten Teilen des untersuchten Gebietes folgt im Hangenden des Rätolias-Kalkes der charakteristische Horizont des Unterlias-Rotkalkes.

Er kommt fast nur in den westlichen und zentralen Gebieten der Spuller-See-Mulde vor. Gegen den Südrand der Mulde und vor allem nach Osten nimmt seine Mächtigkeit zunehmend ab. Im Bereich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe fehlt er gänzlich.

Im Gelände fällt der Unterlias-Rotkalk meist durch seine besonders im höheren Teil intensive Färbung auf, so daß er einen wertvollen Leithorizont für die Karten-Aufnahme bildet. Der Verwitterung gegenüber verhält sich sein tieferer Teil wie der Rätolias-Kalk; sein höherer Teil ist ihr gegenüber nicht so resistent, so daß er Hang-Verflachungen verursacht. An mehreren Bergen (Pfaffenegg, Pöngertle-Kopf) liegt er noch als kleine Kappe über dem Rätolias-Kalk, der den Hauptteil dieser Berge aufbaut. Besonders die tieferen Teile des Unterlias-Rotkalkes, in denen die Flaserung noch nicht so ausgeprägt ist, liefern oft sehr auffälligen Blockschutt.

Die Grenze zwischen Rätolias-Kalk und Unterlias-Rotkalk fällt im Gelände meist nicht sehr auf: Die dickbankigen grauen Rätolias-Kalke bekommen zum Hangenden einen rötlichen Farbstich, der immer intensiver wird, bis die Kalke lichtrot bis intensiv gelblich rot geworden sind. Ihre Verwitterungsfarbe tendiert noch nach grau. Diese Gesteine sind meist reich an dickschaligen Foraminiferen und enthalten stark untergeordnet orthocone Nautoloideen und sehr selten Ammoniten. Am Ostrand des Gebietes "Auf der Ganda" wurden in derartigen massigen roten Kalken kleinwüchsige schlecht erhaltene Ammoniten beobachtet, deren Querschnitt und Berippungstyp dem der Arietiden entspricht. Erst weiter im Hangenden schalten sich in den noch "massigen" Kalk erste Flaserungszonen ein, die immer stärker in den Vordergrund treten, bis sich aus den stärksten Flaserzonen Bankungsfugen entwickelt haben und die Serie in die

typischen Flaserkalke des höheren Unterlias-Rotkalkes übergegangen ist. Diese roten "massigen" Kalke gehören mit großer Sicherheit gesamt in den tieferen Lias; die Kartiergrenze zwischen Rätolias-Kalk und Unterlias-Rotkalk wurde an die Basis der rötlichen "massigen" Kalke gelegt. Die "massigen" roten Kalke können mehrere Meter mächtig sein, gebietsweise erreichen sie aber auch nur geringere Mächtigkeiten, wie z.B. am Joch zwischen Pfaffenegg und Pöngertle-Kopf, dessen Westseite (2420 m) folgendes Profil entstammt:

	Dünnbankige dunkelrote bis fleischrote Kalke, die zum großen Teil intensive Flaserung zeigen. Oft Mergellagen.
2,10 m	Kalk, "massig", rosarot, z.T. etwas gräulich, Farbverteilung fleckig.
mehrere m	typischer Rätolias-Kalk, z.T. etwas bräunlich.

In dem Horizont der "massigen" roten Kalke treten relativ häufig auch spätige Kalke und rötlich graue Spatkalke auf. Oft ist zu beobachten, daß sich dieser noch dickbankige Kalk lateral in mehrere Lagen auflöst, die durch dünne Fugen getrennt sind.

Der höhere Teil des Unterlias-Rotkalkes setzt sich aus roten dm bankigen Flaserkalken zusammen. Die Flaserung ist spätdiagenetisch, und ihre Intensität kann in sehr weiten Grenzen variieren. Während sie zuerst das Gestein parallel zu den Schichtflächen in größerem Abstand durchsetzt, wird sie in dem überwiegenden Teil der Schichtfolge oft so intensiv, daß ein Knollen-Flaserkalk entsteht. Kompetente Restknollen sind in das Flasergefüge eingeschaltet. Man erkennt deutlich ihre beginnende "Zerflaserung". Anzeichen einer Subsolution konnten nicht nachgewiesen werden. Eine ausführliche Beschreibung der diagenetischen Veränderungen an den Sedimenten des tieferen Lias der Berchtesgadener Alpen gab JURGAN (1967). Ein großer Teil seiner Beobachtungen trifft auch für die Unterlias-Rotkalke der Spuller-See-Mulde zu.

Biostratigraphisch ist die Untergrenze des Unterlias-Rotkalkes schlecht festzulegen: sie scheint im Bereich des Gebietes

"Auf der Ganda" etwa im tieferen Sinemurium zu liegen, da in den "massigen" roten Kalken unter den typischen Unterlias-Rotkalken Ammonitenreste aufgefunden wurden, die für unteres Sinemurium sprechen. Die Obergrenze des Unterlias-Rotkalkes ist dagegen an einigen Lokalitäten besser einzuengen. Sie scheint nicht streng zeitgleich zu sein, so reicht z.B. an der Goppel-Spitze der Unterlias-Rotkalk bis in das untere Pliensbachium, westlich des Spuller Sees liegt dagegen schon das obere Sinemurium in der Fazies der Allgäu-Schichten vor (vgl. S. 48).

In den Unterlias-Rotkalken fanden sich sehr häufig Ammoniten, Nautiloideen, Belemniten und untergeordnete Orthoceraten. Meist ist ihr Erhaltungszustand jedoch so, daß eine Bestimmung nicht möglich ist. Dr. R. Fischer (Marburg) bestimmte:

Arnioceras ceratoides (QUENSTEDT)	unteres Sinemurium
Uptonia sp.	unteres Pliensbachium
Gemmellaroceras ex gr. cortesei (GEMMELLARO)	unteres Pliensbachium
Phylloceraten	

Ein Großteil der Unterlias-Rotkalke führt auch eine reiche Mikrofauna. Sowohl im Schliff als auch in Proben, die mit Essigsäure behandelt waren, fällt vor allem der Reichtum an Ostracoden auf. Foraminiferen sind recht häufig, treten aber nicht so stark in den Vordergrund wie in den Allgäu-Schichten.

Die Hangendgrenze des Unterlias-Rotkalkes ist im Vergleich zu der Liegendgrenze sehr scharf: meist vollzieht sich der Wechsel in die Sedimente der Allgäu-Schichten innerhalb weniger dm. Oft fallen dabei in dem Übergangsbereich violette Farben auf, besonders intensiv in den Mergelzwischenlagen. Diese Ausbildung wurde schon als Allgäu-Schichten bezeichnet (s.S. 58). Weniger deutlich kann die Obergrenze des Unterlias-Rotkalkes in den Bereichen ausgebildet sein, in denen seine Mächtigkeit schon gering ist: hier schalten sich in einem manchmal mehrere Meter mächtigen Abschnitt immer wieder rötlichgraue und gründliche Kalke in die tiefsten Allgäu-Schichten ein.

In den Gebieten, in denen kein typischer Unterlias-Rotkalk ausgebildet ist, herrschen in seinem Niveau oft violettstichige Kalke vor, die häufig auch intensiv rotgefärbte Hornsteinknollen enthalten. In typischen Unterlias-Rotkalken wurden nur westlich des Ganahls-Kopfes Hornsteine aufgefunden. Die Übergangsfazies scheint mir ein Hinweis auf eine bathymetrische Änderung zu sein. So ergibt sich aus der Verbreitung der Unterlias-Rotkalke ein relativ schnelleres Absinken der Teilgebiete im Süden und Osten der Spuller-See-Mulde.

Allgäu-Schichten

In neuerer Zeit wurden die Allgäu-Schichten zwischen Wettersteingebirge und Rhein von JACOBSHAGEN (1965) neu bearbeitet. Es stellte sich heraus, daß das Sedimentationsgebiet der Allgäu-Schichten in Becken und Schwellen gegliedert ist. Die z.T. fossilbelegte lithofazielle Serien-Gliederung der Allgäu-Schichten in den südöstlichen Allgäuer Alpen (JACOBSHAGEN 1958) konnte auf manche Gebiete nur mit Einschränkungen übertragen werden. Besonders am Südrand der Kalkalpen beeinflußte eine Schwellenregion, die Zürser Schwelle, die Sedimentation stark. Auf ihr werden die Allgäu-Schichten im Extremfall fast ausschließlich durch geringmächtige Rotkalke vertreten. An ihren Rändern herrscht eine recht geringmächtige oft uniforme Übergangsfazies. Diese Verhältnisse wurden besonders von HUCKRIEDE (1956, 1959) im Gebiet von Kaisers, von KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) nach Westen anschließend bis ins Gebiet der Spuller-See-Mulde und von JACOBSHAGEN (1965) bis in den Rätikon untersucht.

Auch im Bereich der Spuller-See-Mulde ist die Zürser Schwelle mehr oder weniger stark ausgeprägt, wie bereits STENGEL-RUTKOWSKI (1960) und JACOBSHAGEN (1965) mitteilten, so daß die Allgäu-Schichten hier lateral starken Fazies-Änderungen unterworfen sind; noch stärker wirkte sie sich hier im Oberjura aus.

Die Allgäu-Schichten sind im Bereich des ganzen Kartiergebietes ausgebildet. Sie streichen als meist recht schmaler Streifen

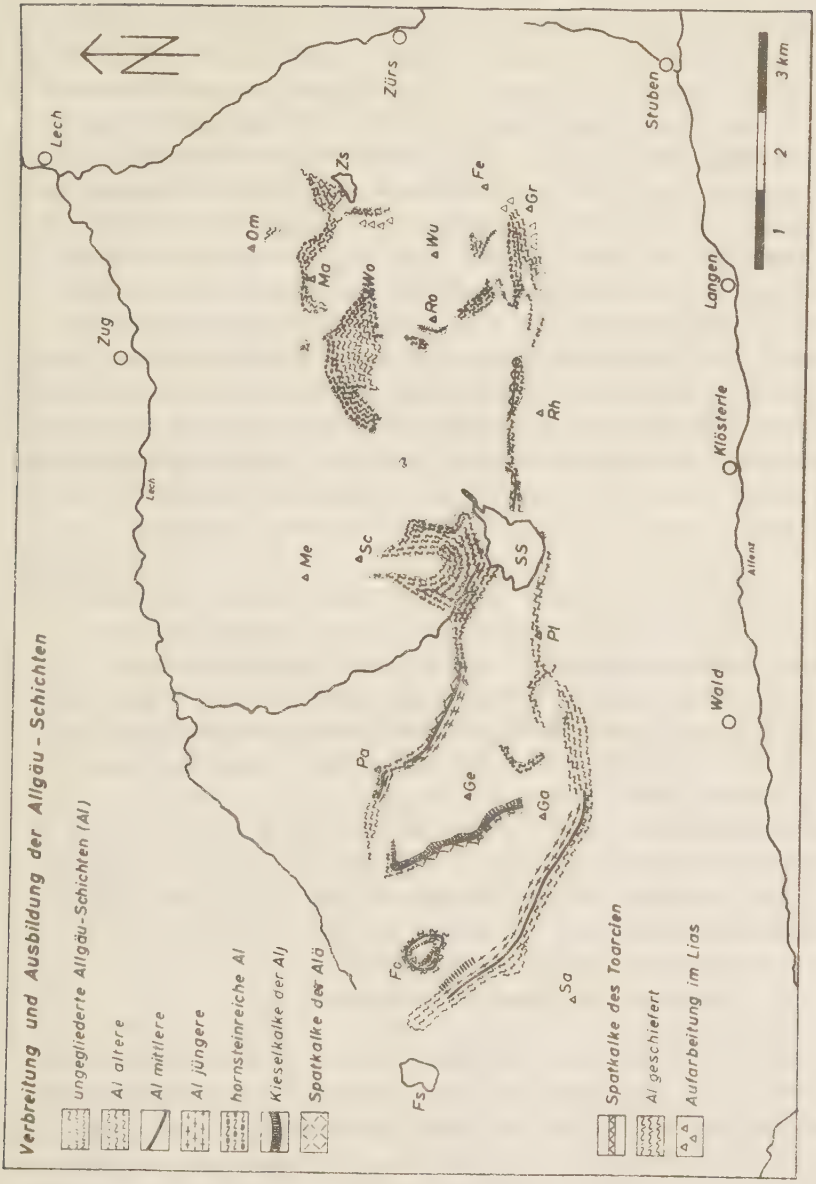


Abb. 6: Verbreitung und Ausbildung der Allgäu-Schichten.

an den Rändern der Mulde aus, stellenweise durch Spazialfaltung angestaut (Abb. 6).

Für die Landschaftsform spielen die Allgäu-Schichten in der Spuller-See-Mulde wegen ihrer recht bescheidenen Mächtigkeit eine geringe Rolle. Als Gipfelbildner treten sie stark in den Hintergrund: Ob. Wildgruben-Spitze und Ganahls-Kopf werden zum großen Teil von ihnen aufgebaut. Meist bilden sie begrünte oft recht steile Hänge, können aber auch schroffe Wände aufbauen. Im Gegensatz zu dem Rätolias-Kalk bewirken sie an anderen Stellen zusammen mit dem Unterlias-Rotkalk Wandverflachungen. Die hangenden Gesteinsserien des Oberjura treten dagegen wieder schroffer hervor. Besonders bei stark ausgeprägten Mergel-Zwischenlagen erzeugen die Allgäu-Schichten große Schutthalden aus meist plattigen Trümmern. Die Allgäu-Schichten sind meist begrünt, teilweise wächst auf ihnen dichtes Erlen-Gehölz.

Das Liegende der Allgäu-Schichten bildet entweder 1. Unterlias-Rotkalk oder 2. über Rätolias-Kalk leiten wenige dm bis m violettstichiger gebankter Graukalke mit violetten Mergel-Zwischenlagen zu ihnen über oder 3. über Rätolias-Kalk folgen sogleich hornsteinreiche Allgäu-Schichten. Biostratigraphisch läßt sich die Liegendgrenze der Allgäu-Schichten nur dort einigermaßen sicher festlegen, wo sie sich aus Unterlias-Rotkalk entwickeln. Nach JACOBSHAGEN (1965, S. 10-11) liegt im Gebiet des Formarin- und des Spuller Sees die Grenze innerhalb der jamesoni-Zone des Pliensbachiums. Dazu passen eigene Fossilfunde am Westhang der Goppel-Spitze; hier wurden u.a. im Schutt der tiefsten Allgäu-Schichten

Uptonia cf. jamesoni (SOWERBY)
Uptonia sp.

gefunden, die beide die jamesoni-Zone des Unt. Pliensbachiums belegen. An dieser Lokalität wurde außerdem ein Rollstück aus Unterlias-Rotkalk mit Uptonia sp. aufgefunden. Nördlich der Plattnitzerjoch-Spitze fand sich aber im Hangschutt der Allgäu-Schichten ein Exemplar von Eoderoceras sp. aus der raricostatum-Zone des Ob. Sinemuriums, so daß hier die Sedimentation der

Allgäu-Schichten etwas früher einsetzte. Im Gebiet südlich der Dalaaser Staffel beginnen die Allgäu-Schichten mit violettgrauen Kalken mit violetten Mergel-Zwischenlagen ebenfalls schon im Sinemurium (s.S. 58).

Die Hangendgrenze der Allgäu-Schichten ist i.a. lithofaziell sehr scharf ausgeprägt, da die auffällige Serie des Radiolarits recht plötzlich einsetzt. In einigen Fällen ist diese Grenze allerdings nicht genau festzulegen, sei es, daß bereits die hangenden Teile der Allgäu-Schichten als dunkle Kieselkalke ausgebildet sind oder daß kein echter Radiolarit auftritt und damit lithologische Parallelisierungen schlecht möglich sind, wie z.B. in Teilen des Grünen Bühel oder am Schafberg. Biostratigraphisch läßt sich die Hangendgrenze der Allgäu-Schichten im untersuchten Gebiet nahezu nicht festlegen: die Fossilien, die das jüngste Alter anzeigen, fanden sich in dunklen Kieselkalken wenige Meter unter dem grünen Radiolarit SW des Formaletsch beim Hpk 2125 m (s.S. 67). Es handelt sich um zwei Exemplare von

Lamellaptychen von ?Oppelien (det. B. Ziegler),

die für eine Alterseinstufung ab Bajocium sprechen. JACOBSHAGEN (1965, S. 65) faßt die Fossilfunde zusammen, die für die Festlegung der Obergrenze der Allgäu-Schichten wichtig sind (s.S. 74), danach liegt sie an vielen Orten mit Sicherheit im oberen Dogger.

Eine wenn auch nur grobe Untergliederung der Allgäu-Schichten ist nur im West-Teil des Gebietes möglich; im Ost-Teil sind die lithologischen Unterschiede zu gering, so daß auf eine Gliederung verzichtet werden mußte, (vgl. auch STENGEL-RUTKOWSKI 1960 und JACOBSHAGEN 1965). Ein vorsichtiger Versuch JACOBSHAGEN's (1965, S. 11, 43, 52 u. Profil 8), sie im Bereich des Spuller Sees in einem gut aufgeschlossenen Profil mit einiger Sicherheit zu gliedern, muß in Frage gestellt werden. In den von JACOBSHAGEN (1965, S. 102, Profil 8, Schichten q bis u) angegebenen Spatkalk-Schichten (Oberste Jüngere Allgäu-Schichten, mittleres Bajocian bis Callovian nach JACOBSHAGEN) westlich der Goppel-Sp. fanden sich in den Schichten r und s Fossilien des Toarcium (s.S.57), so daß sie also ein Zeitäquivalent der

Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten in den Allgäuer Alpen darstellen. Damit dürften auch die übrigen Parallelisierungen in diesem Profil in Frage gestellt sein. Lithologisch weichen zwei Ausbildungen stark von der Hauptmasse der Allgäu-Schichten ab: die hornsteinreichen Allgäu-Schichten an der Basis im E-Teil des Gebietes und die Kieselkalke eines Teils der Jüngeren Allgäu-Schichten im W-Teil des Gebietes. Sie seien deshalb gesondert besprochen.

Östlicher Abschnitt des Arbeitsgebietes

Hornsteinreiche Allgäu-Schichten

Teilweise ist der tiefere Abschnitt der Allgäu-Schichten im östlichen Teil des Gebietes abweichend ausgebildet: die Kalke führen sehr reichlich Hornsteinknauern und -Schnüre und weisen keine oder nahezu keine Mergel-Zwischenlagen auf. AMPFERER (1932) schied sie auf dem Blatt "Klostertaler Alpen" als "Hornsteinreiche Fleckenmergel" aus.

Ihre Verbreitung ist auf das Gebiet um die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe beschränkt. Die charakteristischsten Aufschlüsse liegen am Wanderweg Ravensburger Hütte - Mahdloch-Joch südlich des Spuller Gümple. Nach S und W sind sie weiter verbreitet, als auf AMPFERER's Karte (1932) dargestellt: in der nördlichsten "Schlinge" des Spullersalpkopfes und von dort nach E zum Grubenjoch und ferner im unteren Teil des S-Hanges des Schafberges sind sie ebenfalls entwickelt. Sie gehen lateral in die "normale"Entwicklung über. Im Übergangsbereich schalten sich oft zwischen den Rätolias-Kalk und den dort schon weniger Hornsteine führenden hornsteinreichen Allgäu-Schichten bis zu etwa 2 m mächtige rotgraue Kalke mit roten Hornsteinen und keinen oder sehr geringmächtigen Mergellagen ein, die lateral in Unterlias-Rotkalk der gewohnten Entwicklung übergehen. Diese geringmächtigen rotgrauen Kalke sind auch bisweilen in mehr zum Zentrum der hornsteinreichen Allgäu-Schichten gelegenen Profilen zu beobachten (vgl. JACOBSHAGEN 1965, S. 13): z.B. in der S-Wand der Stierlöcher treten sie an einigen Stellen auf.

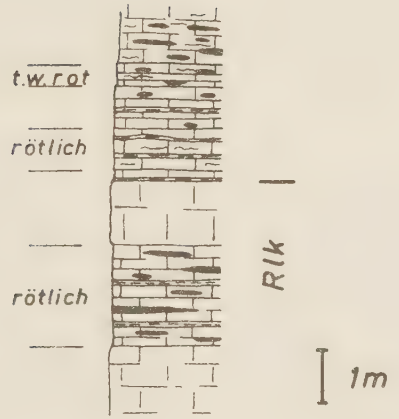


Abb. 7: Grenze Rätolias-Kalk/ hornsteinreiche Allgäu-Schichten.
Süd-Rand des Spuller Gümple.

Morphologisch fallen die hornsteinreichen Allgäu-Schichten durch Hangversteilungen auf. Der Gipfel der Ob. Wildgruben-Spitze wird von ihnen aufgebaut. Die Vegetation ist auf ihnen spärlicher als auf den normalen Allgäu-Schichten.

Nach STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 60) und KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959, S. 185 u. Abb. 4) sollen im Gebiet des Spuller Gümple die Allgäu-Schichten mit sehr hornsteinreichen Fleckenmergeln deutlich auf gefaltete Obertrias bis auf Kalke des Obernor herab transgredieren. Diese Auffassung ist schon von JACOBSHAGEN (1965, S. 13) revidiert worden. Er stellte fest, daß es sich bei dem vermeintlichen Plattenkalk um Rätolias-Kalk handelt und daß im Regelfall eine konkordante Überlagerung von hornsteinreichen Allgäu-Schichten - stellenweise unter Zwischenschaltung von Unterlias-Rotkalk - vorliegt. "Bisweilen kann man allerdings auch beobachten, wie hornsteinführende graue Kalke in Taschen in den Rhätoliaskalk eingreifen." Diese Beobachtungen deutet JACOBSHAGEN in folgendem Sinn: " ... daß während des Unterlias auf einem rhätischen Riff nur stellenweise sedimentiert worden ist, während andere Teile verkarsteten und erst später, zur Zeit der hornsteinreichen Allgäu-Schichten, abgesunken und zusedimentiert worden sind." In dem unübersichtlichen und z.T. tektonisch stark beanspruchten Gebiet ist eine eindeutige Interpretation dieser Schichtgrenze schwierig. Abb. 7 zeigt ein kurzes ungestörtes Profil des Grenzbereiches: Über massigem Rätolias-Kalk folgen 190 cm recht schlecht gebankte Kalke mit gelbgrauen und roten Kalkmergel-Zwischenlagen und vielen Hornsteinknauern und -schnüren, dann wiederum 120 cm typischer Rätolias-Kalk, der selten kleine verkieselte Partien aufweist. Konkordant schließt sich eine geringmächtige Übergangszone gebankter hell- bis mittelgrauer Kalke mit gelben bzw. weinroten Kalkmergel-Zwischenlagen an. Darüber folgen typische hellgraue hornsteinreiche Allgäu-Schichten, oft schlecht gebankt und mit roten Kalkmergel-Lagen an der Basis. Auch in allen anderer tektonisch nicht überprägten Aufschlüssen dieses Grenzbereiches im Spuller Gümple liegen hornsteinreiche Allgäu-Schichten konkordant auf Rätolias-Kalk und ebenso im Bereich östlich des Spullersalpkopfes, wo diese Grenze über

mehrere hundert Meter tektonisch ungestört und gut aufgeschlossen ist. M.E. liegt im ganzen betrachteten Gebiet eine lückenlose Schichtfolge in diesem Niveau vor, die allerdings durch die Tektonik stark gestört sein kann. Daß "Winkeldiskordanzen", wie sie STENGEL-RUTKOWSKI (1960) beschreibt, wegen des verschieden kompetenten Verhaltens von Rätolias-Kalk und hornsteinreichen Allgäu-Schichten leicht durch tektonische Beanspruchung vorgetäuscht werden können, zeigen die großartigen Aufschlüsse auf der S und N Seite der Stierlöcher (Abb. 36 und 37), wo der Kontakt Rätolias-Kalk/hornsteinreiche Allgäu-Schichten so durchbewegt wurde, daß er teils "konkordant", teils "diskordant" erscheint. Eine präjurassische Faltung, wie sie STENGEL-RUTKOWSKI (1960) annahm, liegt also nicht vor (vgl. JACOBSHAGEN 1965, S. 13).

Nach STENGEL-RUTKOWSKI (1960) und KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959, S. 184) sollen auch nördlich des Spuller Sees geringmächtige Allgäu-Schichten taschenartig in den Rätolias-Kalk des Schafberges eingreifen. Es handelt sich aber um eine konkordante Folge Rätolias-Kalk - hornsteinreiche Allgäu-Schichten, die durch mehrere Störungen versetzt ist und so "Taschen" vorspiegelt. Nördlich der Ravensburger Hütte und am Stierloch Joch mißdeutete STENGEL-RUTKOWSKI (in KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 195) ebenfalls eindeutig tektonische Kontakte als Transgressionsflächen (vgl. Abb. 103). Für die Annahme stärkerer präjurassischer Bewegungen und anschließender Transgressionen im Lias ließen sich im bearbeiteten Gebiet keine Anhaltspunkte finden, was auch schon JACOBSHAGEN (1965)feststellte.

Die hornsteinreichen Allgäu-Schichten bestehen aus dichten bis leicht körnigen, recht reinen Kalken, die hell- bis mittelgrau sind. Die Bankung ist fast immer deutlich. Die Schichtfugen sind oft sehr unregelmäßig. Im Durchschnitt werden die Bänke etwa 20 cm stark. Mergel-Zwischenlagen fehlen den typischen hornsteinreichen Allgäu-Schichten, Flecken wurden nicht beobachtet. Diagenetische Flaserung ist - soweit beobachtet - nicht stark ausgebildet. Die Hornsteine sind von sehr unregelmäßiger Gestalt, nur selten sind sie linsenförmig. Neben einzelnen Horn-

stein-Knauern treten Hornstein-Schnüre auf. Die Kontakte Hornstein/Kalk scheinen nicht übermäßig scharf zu sein. Nach grober Schätzung können die Hornsteine etwa bis zu 50 % des Gesteins ausmachen. Im allgemeinen sind die liegende Teile dieser Schichtfolge besonders reich an Hornsteinen,zum Hangenden nimmt die Hornstein-Führung kontinuierlich ab, so daß die Hangendgrenze oft recht unscharf erscheint. Die Fossilführung der hornsteinreichen Allgäu-Schichten ist äußerst spärlich: außer sehr wenigen Ammonitenresten wurde keine Makrofauna gefunden und auch Mikrofauna wurde nicht nachgewiesen.

Die stratigraphische Position der Grenze Rätolias-Kalk/hornsteinreiche Allgäu-Schichten konnte nicht festgestellt werden, da bestimmbare Leitfossilen fast gänzlich fehlen. In den hornsteinreichen Allgäu-Schichten fand sich lediglich ein Ammoniten-Rest, der eine gattungsmäßige Bestimmung erlaubte, und zwar im Hangschutt westlich des Gruben-Joches: Crucilobiceras sp. aus der raricostatum-Zone des obersten Sinemuriums (s.u.).

Auch die Hangendgrenze der hornsteinreichen Allgäu-Schichten war aus Fossilmangel bisher für dieses Gebiet offengeblieben (JACOBSHAGEN 1965, S. 13). Westlich des Mahdloch-Jochs sollen sie direkt von Aptychenspatkalken und Kreideschiefern überlagert werden (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 185). Nach JACOBSHAGEN (1965, S. 13) gehen sie bei der Brazer Staffel zum Hangenden in Fleckenkalke mit wenigen Hornsteinen über, "die man noch für Ältere Allgäu-Schichten halten möchte". In allen untersuchten Aufschlüssen werden die hornsteinreichen Allgäu-Schichten immer von mächtigeren Fleckenkalken, die mit meist geringmächtigen Kalkmergel-Zwischenlagen wechsellagern und keine oder wenige Hornsteine enthalten, überlagert. Typische Gesteine des Oberjura oder der Unterkreide wurden nie direkt im Hangenden der hornsteinreichen Allgäu-Schichten beobachtet. Fossilfunde wenige Meter im Hangenden der hornsteinreichen Allgäu-Schichten westlich der Gipfelpyramide der Ob. Wildgruben-Spitze lassen für diese Lokalität einen Schluß auf die stratigraphische Obergrenze zu: in recht mergelreichen

Fleckenkalken ohne Hornsteine und Kalkmergel fand sich eine reiche Fauna, die

Echioceras raricostatum (ZIETEN)	2 Exemplare (ob. Sinemurium)
Uptonia sp.	(unterstes Pliensbachium)
Epophioceras div. sp.	sehr viele Exemplare (Sinemurium)
Hypasteroceras sp.	(Sinemurium)
Gagaticeras sp.	(ob. Sinemurium)
Eparietites sp.	(Sinemurium)
Spondylus sp.	2 Exemplare
"Rhynchonella" sp.	

führt. Die Ammoniten sprechen für höchstes Sinemurium und tiefstes Pliensbachium, die hier schon in hornsteinfreier Fazies vorliegen. Die Grenze scheint also im bearbeiteten Gebiet möglicherweise nicht ganz zeitgleich zu sein.

Ungegliederte Allgäu-Schichten

Im E-Teil des untersuchten Gebietes läßt sich m.E. außer der Abtrennung der hornsteinreichen Allgäu-Schichten keine weitere Untergliederung der Allgäu-Schichten durchführen (s.S.49). Zwar weist die Folge auch hier viele feine lithologische Unterschiede auf, aber sie reichen für eine Serien-Gliederung nicht aus.

Es handelt sich um eine Serie, die sich aus gebankten mehr oder weniger mergeligen Kalken und aus Mergeln zusammensetzt. Die Kalke können Hornsteine führen, oft enthalten sie viele Flecken. Das Mengenverhältnis zwischen Kalk und Mergel kann in weiten Grenzen schwanken: Meist herrschen die Kalke vor und die Mergel bilden mehr oder weniger mächtige Zwischenlagen,die oft sogar fast gänzlich fehlen können. In einigen Abschnitten der Serie können aber auch auf wenige Meter die Mergel überwiegen. Die Kalke bilden dann nur dünne Bänke oder treten als Linsen im Mergel auf. Auf 1 bis 2 m können die Kalke auch nahezu ganz fehlen. Zwischen Kalk und Mergel bestehen alle denkbaren Übergangsglieder: neben sehr reinen Kalk-Varietäten treten mergelige Kalke und Kalkmergel auf. Die Kalke sind meistens pelitisch, daneben kommen aber auch leicht körnige Kalke und Spatkalke vor.

Im allgemeinen zeigen die Kalke der Allgäu-Schichten im frischen Bruch graue Farben verschiedener Abstufungen: neben den vorherrschenden mittel- bis dunkelgrauen Farbtönen treten untergeordnet, besonders in den tiefsten und höchsten Teilen der Folge rötliche Farben und grünliche Farbtöne auf. Die Mergel sind immer etwas dunkler als die Kalke. In der Anwitterung sind gelbgraue Farben sehr charakteristisch. Die Bankung ist meist gut ausgeprägt: die Bankmächtigkeiten variieren allerdings sehr stark: neben dünnbankigen Kalken treten ebenso dm-gebankte und fast 1 m mächtige Kalkbänke auf. Die Schichtflächen sind meistens recht eben, teilweise aber auch unregelmäßig oder wellig.

Der überwiegende Teil der Kalke und Mergel führt in wechselnder Häufigkeit Fukoiden; besonders mergelreicher Kalk und Kalkmergel sind oft sehr reichlich mit Fukoiden versehen. Meist sind sie schichtungs-parallel ausgerichtet und deshalb besonders deutlich auf den Bankungsflächen zu erkennen, die oft schöne Zoophycos-"Wedel" zeigen. Parkettierende Lebensspuren, wie sie STENGEL-RUTKOWSKI (in KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 186) und D. RICHTER (1954, Abb. 14) beschrieben, wurden nicht gefunden. In den Mergellagen sind Fukoiden häufiger als in den begleitenden Kalkbänken. Sie sind dunkler gefärbt als das umgebende Gestein, und ihre Begrenzung ist unscharf. Es handelt sich wohl sicher bei den Fukoiden um Freß- oder Wohnbauten von Anneliden, worauf auch mikrochemische Analysen (ALBRECHT 1953, S. 93) hindeuten. Eine diagenetische Flaserung ist in den Flekkenkalken mehr oder weniger stark ausgebildet. Die älteste Klüftung ist noch von der Flaserung überprägt worden.

Neben den Fleckenkalken sind besonders mikritische, an Mikrofossilien reiche Kalke verbreitet: sie können in allen Niveaus der Allgäu-Schichten auftreten, wurden aber am häufigsten in den tiefsten und höchsten Partien der Serie aufgefunden. Ihre Färbung ist oft etwas rötlich oder grünlich. Fukoiden treten in ihnen stark zurück, meist sind keine Wühlgefüge vorhanden. Die diagenetische Flaserung ist hier deutlicher zu erkennen als in den Fleckenkalken. Als Ausnahme ließen sich auch Knollenflaserkalke in den tiefsten Allgäu-Schichten nachweisen. Die Mikro-

fossilien sind meist in ss ausgerichtet und teilweise durch die Flaserung gestreckt bzw. angelöst (D. RICHTER 1965, S. 235 f.; W. PLESSMANN 1964, S. 69 f.). Auch hier ist die Flaserung eindeutig jünger als die älteste Kluftbildung bzw. -verheilung. Neben der Mikrofauna sind meistens Crinoiden-Reste in diesem Gestein enthalten.

Spatkalke treten ebenfalls in verschiedenen Niveaus der Allgäu-Schichten auf, größere Mächtigkeit und Verbreitung erreichen sie nur in den oberen Teilen der Schichtfolge in verschiedenen Profilen östlich des Spuller Sees. An der Goppel-Spitze bilden sie eine knapp 3 m mächtige Folge. Sie beginnt mit einer 60 cm mächtigen Spatkalk-Lage an der Basis; darauf folgt ein 90 cm mächtiger Abschnitt mit dünnbankigen Spatkalk-Lagen und geringmächtigen Mergel-Zwischenlagen. Es schließt sich eine fast 100 cm mächtige Spatkalkbank an, auf die wiederung 50 cm gebankter spätiger Kalk folgt. Der Radiolarit setzt 7,30 m über dieser Folge ein, der Bereich dazwischen wird von recht reinen, gutgebankten, mittelgrauen, stellenweise leicht spätigen Kalken gebildet, die im liegenden Teil einige Hornsteine und im hangenden Teil geringmächtige Mergel-Zwischenlagen führen. Die Spatkalke sind meist rötlichgrau, daneben treten auch leicht grünliche und rein graue Farben auf. Besonders die beiden dickeren Bänke enthalten relativ viel Makrofauna, die allerdings recht schlecht erhalten ist. Bisher ist Makrofauna aus Spatkalken der Allgäu-Schichten nur sehr selten beschrieben worden. Eine Zusammenstellung der Funde gibt JACOBSHAGEN (1965, S. 77). Um die Fossilien sind oft etwas mergelreichere Partien ausgebildet, in denen viele bis zu 5 mm große idiomorphe Pyrit-Kristalle vorkommen. Diese Spatkalke bestehen zur Hauptsache aus dedritischen Crinoiden-Resten. Untergeordnet kommen auch kleine Komponenten eines grauen Kalkes vor, der schon vor der Breccisierung geklüftet war. Die Grundmasse zwischen den Crinoiden-Resten besteht z.T. aus feinkristalliner Kieselsäure. JACOBSHAGEN (1965, S. 52 und Profil 8) hielt diese Spatkalke für Äquivalente der Spatkalk-Schichten (Oberste Jüngere Allgäu-Schichten) (s.S. 49). Aus den Spatkalkbänken wurde folgende Fauna gewonnen:

Pseudogrammoceras ex gr. saemanni (OPPEL) (oberste bifrons- bis untere jurensis-Zone)	
Pseudogrammoceras sp.	
Lytoceras cf. evolutum VADASZ	Toarcium
Phylloceras sp.	
Nautilus sp.	2 Exemplare
Belemnit	

Damit ist für diese Schichten oberes Toarcium belegt. Sie stellen also ein Zeitäquivalent der Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten dar. Im Schutt fand sich hier in rötlichgrauem Kalk ein Exemplar von Hildoceras bifrons (BRUGUIERE). Wahrscheinlich stammt es etwas tiefer aus der Schichtfolge. In diesem Teilbereich ist so höchster Lias wenige Meter im Liegenden des Radiolarits nachweisbar. Der Dogger ist nur durch wenige Meter Sediment vertreten, ähnlich wie z.B. im westlichen Wettersteingebirge (MILLER 1962).

Im Gebiet des Schafleger ist eine etwa 7 m mächtige Spatkalk-Folge in die oberen Allgäu-Schichten eingeschaltet. Fossilien fanden sich hier nicht, so daß nicht sicher nachgewiesen werden kann, ob diese zeitgleich mit den Spatkalken der Goppel-Spitze sind. Im unteren Teil besteht diese Folge hier aus dunkelgrauen noch andeutungsweise unregelmäßig gebankten Spatkalken. Zum Hangenden werden sie massig und die Farbe wird immer heller. Im mittleren Teil ist der Kieselsäuregehalt besonders hoch. Über den Spatkalken folgen etwa 10 m vorwiegend rötliche, rote und grüngraue Flaserkalke und mergelige Kalke. Dann folgen nur 50 cm vorwiegend grüner Radiolarit.

Relativ häufig führen die Kalke der Allgäu-Schichten Hornsteine, die meist unregelmäßig linsenförmig sind. Daneben treten seltener Hornsteinschnüre auf. Man trifft sie zwar in allen Niveaus der Schichtfolge, es scheint aber, daß die Hornstein-Führung besonders auf die reineren Kalkbänke beschränkt ist. Reiches Auftreten von Hornsteinen in stark gefleckten Mergelkalken wurde nicht beobachtet, es scheint, daß sich Hornsteine und reiches Auftreten von Fukoiden mehr oder weniger ausschliessen. Die Hornsteine sind, mit Ausnahme der tiefsten Vorkommen in einigen Profilen, grau oder bräunlich gefärbt.

In dem unteren Teil der Allgäu-Schichten fand sich an der Goppel-Spitze eine auffällige Sedimentstruktur: eine etwa 10 cm mächtige leicht geflaserte Fleckenkalk-Bank ist von einem sich nach unten trichterförmig verengenden Sedimentloch senkrecht zu ss durchzogen. Dieser Trichter ist oben etwa 6 cm und unten 1,5 cm breit. Die Grenze ist scharf, in ihrem Bereich finden sich viele idiomorphe Pyrit-Kristalle. Der größte Teil des Trichters ist mit Echinodermen-Schuttkalk gefüllt, in dem Pentacriniten, Seeigelstachel und Schalen-Bruchstücke von Inoceramen zu erkennen sind. Der zentrale Teil des oberen Abschnitts ist mit pelitischem Kalk gefüllt, in dem wenige Crinoiden-Stielglieder und wenig zerbrochene Inoceramen-Schalen sind. Der Übergang vom Echinodermen-Schuttkalk in den inneren pelitischen Kalk ist langsam. Die Flaserung des Fleckenkalkes greift nicht in diese Sedimentstruktur über. Möglicherweise stellt diese Struktur ein Strudelloch dar.

In vielen Profilen (z.B. im Bereich ESE Krömerle, am W-Hang des Schafberges, E der Plattnitzerjoch-Spitze u.a.) beginnen die Allgäu-Schichten mit pelitischen, sehr reinen dm-gebankten Kalken, deren Farbe von violett über grau mit starkem Stich nach violett bis hellgrau reicht. In den Kalken treten z.T. intensiv rot bis rotviolett gefärbte Hornsteine auf. Zwischen die Kalke schalten sich bis zu wenigen cm mächtige, meist aber unter einem cm dicke intensiv violett gefärbte Kalkmergel ein. Fukoiden treten nicht auf. An Makrofauna sind diese Kalke sehr arm; es fand sich lediglich im Schutt (bei 1840 m im Bett des Baches der von Dalaaser Schütz zur Dalaaser Staffel fließt) ein schlecht erhaltener Ammonitenrest. Es handelt sich nach R. Fischer (Marburg) um eine Form des Sinemuriums. Diese Ausbildung der Allgäu-Schichten ist also etwas älter als die an der Goppel-Spitze nachweislich ältesten Allgäu-Schichten. Mikrofauna enthalten diese Kalke nicht. Das Liegende dieser abweichend ausgebildeten Allgäu-Schichten kann sowohl Unterlias-Rotkalk als auch Rätolias-Kalk sein. JURGAN (1967, S. 4) beschrieb aus dem Lias der Berchtesgadener Alpen ebenfalls solche leicht violett gefärbten Kalke, die zwischen der Rotfazies und der Graufazies vermitteln.

Die Faunenführung der Allgäu-Schichten schwankt im untersuchten Gebiet sehr stark: meist ist das Gestein nahezu fossilleer. Daneben sind aber einige Partien im Vergleich mit den Allgäu-Schichten der zentralen Lechtaler Alpen sehr fossilreich. Eine

besonders reiche Fauna führen die tieferen Teile der Allgäu-Schichten westlich der Goppel-Spitze. JACOBSHAGEN (1965, S. 12) fand hier etwa 5 m über den obersten rosagrauen Kalken des Liegenden bereits Fossilien des Domeriums. Die meisten eigenen Fossilfunde entstammen dem Hangschutt dieses Profiles, so daß sie von recht geringem Aussagewert sind: es überwiegen bei weitem Formen des Domeriums, besonders

Protogrammoceras ex gr. normannianum (d'ORBIGNY)

ist häufig. Daneben fanden sich:

Arieticeras algevianum (OPPEL)
Arieticeras sp.
Prodactylioceras davoei (SOWERBY)
Partschiceras sp.
Juraphyllitidae
Nautilus sp.
Belemniten
Inoceramus sp.
Limidae
Brachiopode
Crinoiden
Reste eines regulären Seeigels
Wirbeltier-Rest

Die Ammoniten sind meistens als Skulptur-Steinkerne erhalten. Lobenlinien sind nur bei sehr wenigen Exemplaren (bes. Juraphyllitidae) erhalten. Im Querschnitt ist sehr oft zu erkennen, daß nur die äußeren Windungen der Ammoniten erhalten sind; die inneren sind aufgelöst. Diagenetische Flaserung ist wenigstens zum Teil daran beteiligt. Vor allem kleine Ammoniten sind recht oft in Pyrit erhalten.

Auch die Mikrofossilführung schwankt in weiten Grenzen: oft sind die Kalke steril bzw. nahezu ohne Mikrofauna; andererseits tritt oft eine reiche Mikrofauna auf.

Westlicher Abschnitt des Arbeitsgebietes

Ältere Allgäu-Schichten

Eine Untergliederung der Allgäu-Schichten ist nur in weiten Teilen des westlichen Abschnittes des Kartiergebietes durch

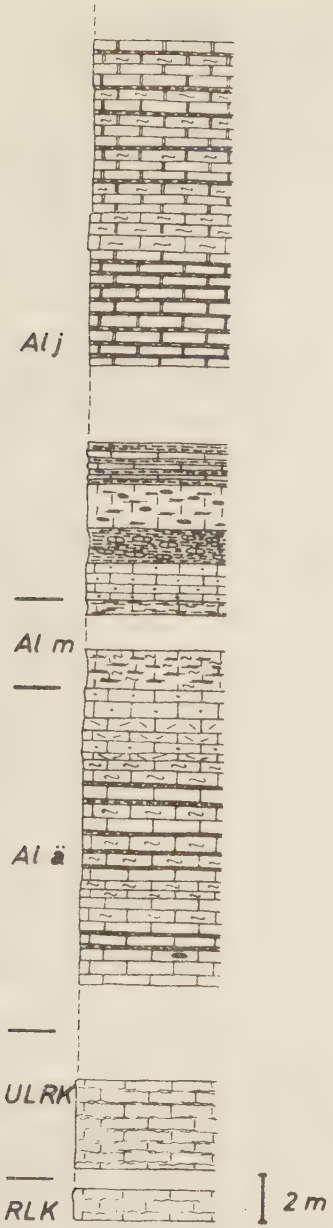


Abb. 8:
Profil der Allgäu-Schichten (Jüngere Allgäu-Schichten nur z.T. dargestellt). Am Wanderweg westlich des Gehrengrates.

die auffällige Ausbildung der Mittleren Allgäu-Schichten in der Fazies der "Ziegelrot-Serie" (HUCKRIEDE 1959) möglich (s.S. 62 u. Abb. 8).

Die Älteren Allgäu-Schichten erreichen meist nur recht geringe Mächtigkeiten von etwa 15 m. Nur am S-Rand des Gebietes werden sie relativ mächtig, allerdings lassen sich hier keine exakten Mächtigkeiten messen, da die Serie tektonisch beansprucht ist (JACOBSHAGEN 1965, S. 12 und Profil 6, S. 101).

Die besten Aufschlüsse befinden sich am Formaletsch, auf der W-Seite des Gehrengrates und ESE des Pfaffeneggs. Abb. 8 zeigt das Profil der Allgäu-Schichten am Wanderweg westlich des Gehrengrates.

Die Älteren Allgäu-Schichten setzen sich aus mittelgrauen dm-bankigen relativ reinen Kalken mit wenigen Hornsteinen und aus Fleckenkalken, deren Bänke manchmal recht mächtig sind, zusammen. Die Mergelschiefer-Zwischenlagen sind oft, besonders ESE des Pfaffeneggs, sehr geringmächtig. Der tiefere Teil der Älteren Allgäu-Schichten ist gebietsweise violettstichig und die Mergel-Zwischenlagen sind intensiv violett. Auch die Hornsteine sind in den tieferen Teilen der Folge oft intensiv rot gefärbt. Makrofauna ist sehr selten, bestimmbare Ammoniten konnten in sicheren Älteren Allgäu-Schichten nicht gefunden werden.

Sedimentologische Besonderheiten in Älteren Allgäu-Schichten:
1. ESE des Pfaffeneggs ist in etwa 2110 m in den oberen Teil der Älteren Allgäu-Schichten eine 1,30 m mächtige kalkige Partie eingeschaltet, die eine auffällige feine Laminierung zeigt. Im liegenden Teil ist dieser Kalk noch gut gebankt, zum Hangenden immer schlechter. Dieser Bank entstammt:

> Probe und Schliff 8/68: Mittelgrauer Kalk mit auffälliger Laminierung, feingekräuselt, ein Teil davon gelblich. Der größte Teil des Gesteins wird von sehr feinen Lamellen aufgebaut, die teils direkt übereinanderliegen, teils ist etwas mikritischer grauer Kalk zwischengelagert, teils ist zwischen den Lamellen auch Spatit auskristallisiert. Die Lamellen sind mehr oder weniger stark verbogen, z-artige und andere spitzwinkelige Verbiegungen kommen neben welligen

Formen vor. Bei zwischengelagertem Mikrit streichen oft einzelne Lagen der Lamellen in ihn hinein, sind dort gewellt und verlieren sich. Daneben finden sich untergeordnet größere Partien aus grauem mikritischem Kalk ohne Lamellen mit ?umkristallisierten Radiolarien, dünnen Muschel-Schalen und einigen Foraminiferen. Im ganzen Schliff geringe Pyritführung. Stylolithen meist in ss, teils senkrecht zu ss. Spätere Kluftbildung, die mit Kalkspat verheilt ist.
Deutung: Die feine Laminierung ist sicher organischer Entstehung.

2. Im höchsten Teil der Älteren Allgäu-Schichten treten westlich des Gehrengrates am DAV-Weg und ESE des Pfaffeneggs verschiedentlich Spatkalke auf, die z.T. bis in die Mittleren Allgäu-Schichten reichen (s.S. 65). Die Mächtigkeit dieses Spatkalk-Horizontes schwankt zwischen einigen dm-mächtigen Spatkalkbänken, die mit feinkörnigen grauen Kalken wechsellagern, bis zu einer etwa 1,50 m mächtigen kompakten Spatkalk-Lage auf kürzeste Entfernung. Die größte Mächtigkeit (1,50 m) wurde in dem kleinen Vorkommen Älterer Allgäu-Schichten inmitten der Alluvial-Ebene westlich des Gehrengrates am Fuß des steileren Hanges gemessen. Es handelt sich hier um eine dunkelgraue Spatkalk-Rippe, die vereinzelt gelbe Punkte zeigt. Im liegenden Teil ist diese Rippe nicht, im hangenden schlecht gebankt. Das ganze Gestein ist stark kieselig, es führt Hornsteinknauern und -schnüre. Verkieselte Belemniten wittern heraus. Im Profil am Weg westlich des Gehrengrates ist diese Spatkalkrippe bereits in eine etwa 50 cm mächtige Spatkalkbank mit Hornsteinen und zwei geringmächtigen Spatkalkbänken aufgespalten.

Mittlere Allgäu-Schichten

Mit Sicherheit konnten Mittlere Allgäu-Schichten nur westlich des Gehrengrates (mit Ausnahme des Seekopf-Gebietes), westlich der Glongmähder und auf der N-Flanke der Spuller-See-Mulde vom Gehrengrat bis etwa 1,5 km westlich des Grünen Bühels ausgeschieden werden. In diesem Bereich liegen sie in der Fazies der intensiv gefärbten "Ziegelrot-Serie" (HUCKRIEDE 1956, 1959) vor. Ein Teil dieser Vorkommen wurde bereits von JACOBSHAGEN (1965, S. 43) beschrieben, leitende Fossilien wurden im Untersuchungs-

gebiet in ihnen nicht gefunden, so daß die Gleichsetzung sich allein auf lithologische Vergleiche stützt.

> Weiter im NW, am Westhang des Madratsch, fand JACOBSHAGEN (1965, S. 43) im Hangenden der auch dort ausgebildeten "Ziegelrot-Serie" schlecht erhaltene Ammoniten, "von denen einer sicher der Unterfamilie Harpoceratinae, sehr wahrscheinlich der Gattung Harpoceras WAAGEN in ihrer heutigen Fassung angehört und somit für unteren Oberlias spricht".

Die Mächtigkeit und Ausbildung der "Ziegelrot-Serie" ist in diesem Teilgebiet sehr unterschiedlich. Ihre größte Mächtigkeit wurde am W-Hang des Gehrengrates am Wanderweg Freiburger Hütte - Gehrengrat mit 3,20 m ermittelt. An dieser Lokalität ist der Übergang aus den liegenden Älteren Allgäu-Schichten in die "Ziegelrot-Serie" recht unscharf. Ihr liegender Teil wird aus 30 cm-bankigen, rauh anwitternden Mergelkalken mit vielen grünlichgrauen bis gelbgrauen Flecken aufgebaut, die durch geringmächtige Mergellagen getrennt sind. Die Flecken sind teilweise streng schichtungsparallel, meist zeigen sie aber keine erkennbare Beziehung zur Schichtung. Für die Farbunterschiede ist wohl eine weitgehende Reduktion des primär rotgefärbten Sedimentes durch Ausscheidungen der spuren-erzeugenden Organismen verantwortlich. Zum Hangenden gehen diese Mergelkalke in ziegelrote und gelblich grüngraue dünnbankige Mergelkalke und Mergel über. Ein Dünnschliff aus dem liegenden Teil (Probe und Schliff 106/68) zeigt:

> Bioturbationsgefüge, keine primäre Schichtung erkennbar. Die feinkörnige Matrix ist in den roten Partien stark angereichert. In den hellen Partien Anreicherung größerer Kalzitkristalle. Geringe Flaserung. Etwa 20 % des Schliffes bestehen aus nicht gerundeten chersogenen Quarzkörnern. Die Quarzkörner löschen unter pol. Licht undulös aus. Daneben treten einige Quarzitbruchstücke und wenige Hellglimmer. Fossilreste: Bruchstücke von Crinoiden, deren primäre Porosität z.T. durch Fe-Lösungen imprägniert und gut erhalten ist. Foraminiferen, Ostracoden und unbestimmbare Schalenreste.

Starke Quarzführung ist in den Allgäu-Schichten bislang nur selten nachgewiesen worden. In der älteren Literatur werden nach JACOBSHAGEN (1965, S. 78) zwar des öfteren "Sandsteine" angegeben, aber meistens hielten sie einer Überprüfung nicht

stand. Abgesehen von einzelnen chersogenen Quarzkörnern in den Mittleren und den Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten sind nur wenige Vorkommen von Quarzpsammiten bekannt. JACOBSHAGEN (1965, S. 78) gibt eine Zusammenfassung der bekannten Fundpunkte. Mit Ausnahme eines unsicheren Vorkommens NE Lech a.A. (STENGEL-RUTKOWSKI 1960) schließen sich alle Vorkommen eng an den Nordrand der Kalkalpen an. Aus den Mittleren Allgäu-Schichten in der Fazies der "Ziegelrot-Serie" ist bisher keine Quarzführung bekannt (HUCKRIEDE 1959, JACOBSHAGEN 1965).

JACOBSHAGEN (1965, S. 79) schließt aus den Psammit-Vorkommen auf zeitweiligere lebhaftere Wasserbewegung, wodurch dieser Quarzgehalt ins Sedimentationsgebiet der Allgäu-Schichten eingeführt wurde. Das Herkunftsgebiet für die bisher bekanntgemachten Vorkommen kann nur eine Schwellenzone im Norden dieses Sedimentationsbeckens sein.

Die neuaufgefundene starke Quarzführung der Mittleren Allgäu-Schichten am Gehrengrat läßt auf ein Liefergebiet im S oder SW schließen, da kaum zu vermuten ist, daß dieser chersogene Quarz durch die tiefsten Teile des Sedimentationsbeckens der Allgäu-Schichten transportiert wurde. Die Zürser Schwelle scheint nach den bisherigen Ergebnissen (HUCKRIEDE 1956, KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959) und den eigenen Befunden nicht so weitgehend erodiert worden zu sein, daß man sie als mögliches Liefergebiet ansprechen könnte. So muß auf ein etwas weiter entfernt gelegenes Erosionsgebiet geschlossen werden. Weitergehende Schlüsse über Herkunft und Sedimentationsrichtung scheinen vor einer systematischen sedimentologischen Untersuchung der Mittleren Allgäu-Schichten verfrüht.

Zum Nordwest-Ende des Gehrengrates (südlich HP 2404 am Pöngertlekopf) nimmt die Mächtigkeit der "Ziegelrot-Serie" ab, sie ist aber noch nachweisbar. JACOBSHAGEN (1965, S. 43 u. Profil 5, S. 100) gibt sie von hier nicht an; die genaue Lokalität des von ihm beschriebenen Profils wurde aber möglicherweise nicht aufgefunden.

Im östlich anschließenden Gebiet bis westlich des Pfaffeneggs wurde meist keine typische "Ziegelrot-Serie" aufgefunden. Sie scheint hier als geringmächtiges Band rotgescheckter grauer Falke vorzuliegen. Am Pfaffenegg selbst tritt wieder ein dünnes Band "Ziegelrot-Serie" auf. Es wird dort aber stellenweise durch streichende Störungen unterdrückt und ist dehalb wohl STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 59 u. in KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 184) entgangen.

Etwa 1,5 km NW des Grünen Bühels fand sich das östlichste Vorkommen der "Ziegelrot-Serie", die hier schon recht untypisch entwickelt ist:

oben	0,50 m	grauer Spatkalk
	0,50 m	graugrüne mergelige Kalke und graue Spatkalke mit Hornsteinen
	0,30 m	grauer Spatkalk
	0,70 m	vorwiegend grüngraue bis leicht rötliche dichte Kalke, die viele Mikrofossilien führen, teilweise mergelig und wenig graue Spatkalke
	1,00 m	rote Kalkmergel mit wenigen, zum Hangenden zunehmenden grauroten bis grünlichen körnigen Kalken
Alm	0,30 m	hellgrauer Spatkalk mit gelben Punkten
	0,90 m	graurosa spätige Kalke mit roten Mergelzwischenlagen. In den hangenden 0,30 m herrschen Mergel vor
unten	mehrere Meter	20 cm-bankiger reiner Kalke mit Hornsteinlagen, grau, z.T. leicht grünlich

Weiter im E scheint es m.E. nicht möglich, die Mittleren Allgäu-Schichten mit genügender Sicherheit anzusprechen.

Jüngere Allgäu-Schichten

Die Jüngeren Allgäu-Schichten erreichen im Durchschnitt Mächtigkeiten von etwa 40 m. Zum Südrand des Gebietes nehmen sie ebenfalls an Mächtigkeit zu. Diese Angaben entsprechen denen von JACOBSHAGEN (1965, S. 51 u. Prof. 4 - 6, S. 100 - 101).

Die Ausbildung der Jüngeren Allgäu-Schichten schwankt sehr: gebietsweise wird ein großer Teil dieser Schichtfolge durch Kieselkalke aufgebaut (s.S. 67). Daneben treten hauptsächlich Fleckenkalke mit Mergelschiefer-Zwischenlagen und recht reine Kalke auf, die auch einige Hornsteinknauern führen können.Das Verhältnis zwischen Kalk und Mergelschiefer kann in recht weiten Grenzen schwanken. Besonders mergelreich ist eine mehrere Meter mächtige Lage im mittleren Teil der Jüngeren Allgäu-Schichten am Südrand des Gebietes, die JACOBSHAGEN (1965, S. 101, Profil 6) als Obere Jüngere Allgäu-Schichten ansprach.

Am W-Hang des Gehrengrates am Wanderweg fällt im tieferen Teil der Jüngeren Allgäu-Schichten eine 1,50 m mächtige Zone auf, die aus grüngrauen Kalkmergeln mit dünnen Mergelzwischenlagen aufgebaut ist. In die Kalkmergel sind dichte graue Kalkknollen eingeschaltet. Die Kalkmergel enthalten reichlich Mikrofossilien und viele Crinoiden-Stielglieder.

In 2210 m fanden sich ESE des Pfaffeneggs im tieferen Teil der Jüngeren Allgäu-Schichten mehrere bis zu 30 cm mächtige Spatkalk-Bänke, die sich nicht sehr weit im Streichen verfolgen ließen.

Kieselkalke der Jüngeren Allgäu-Schichten

Westlich des Gehrengrates sind die Jüngeren Allgäu-Schichten gebietsweise zum Teil in einer abweichenden Fazies ausgebildet: als dunkelgraue Kieselkalke mit geringmächtigen kieseligen Mergel-Zwischenlagen. Diese Ausbildung wurde bereits von JACOBSHAGEN (1965, S. 51) beschrieben. In ihrer Verbreitung sind sie auf den West-Hang des Gehrengrates, den Formaletsch und ein kleines Gebiet südöstlich der Seeköpfe beschränkt.

Morphologisch bewirken sie eine geringe Hangversteilung und fallen durch ihre dunklen Farbtöne auf.

In ihrem Liegenden konnte immer eine mehrere Meter mächtige Folge von Kalken und Mergeln der Jüngeren Allgäu-Schichten nachgewiesen werden, die auf die "Ziegelrot-Serie" folgen.

Im Gegensatz dazu nahm JACOBSHAGEN (1965, S. 51) an, daß diese Kieselkalk-Serie teils sowohl Mittlere und Jüngere, teils nur den höheren Teil der Jüngeren Allgäu-Schichten umfaßt.

Zum Hangenden gehen diese Kieselkalke allmählich in den dunklen Radiolarit über, so daß eine exakte Festlegung der Grenze kaum durchführbar erscheint (s.S. 74).

In dem geschuppten Gebiet SW des Formaletsch beim HP 2125 fanden sich wenige Meter unter dem grünen Radiolarit in den Kieselkalken zwei Lamellaptychen von ?Oppelien, die für eine Altersseinstufung ab Bajocium sprechen (det. B. Ziegler).

Ihre größte Mächtigkeit, etwa 35 m, erreicht diese Kieselkalk-Folge am W-Fuß des Gehrengrates. In ihrem liegenden Teil besteht sie aus 2 bis 10 cm bankigen ebenflächigen Kieselkalken, zwischen die bis zu 5 cm mächtige Schieferlagen eingeschaltet sind. Die Kieselkalke sind grünlichgrau, teilweise ins schwärzliche übergehend. Sie wittern bräunlich an. Die Schiefer sind grüngrau. Etwa 5 m über der Basis besteht eine 1,60 m mächtige Abteilung aus 30 bis 40 cm bankigen dunkelgrauen leicht kieseligen Kalken mit vielen Flecken. In den höheren Teilen liegen die Bankmächtigkeiten der Kieselkalke zwischen 1 und 12 cm. Im Streichen ändert sich oft die Mächtigkeit der einzelnen Lagen stark. Die Bankungsflächen sind nicht so eben wie im liegenden Teil. Die dunkelsten Färbungen der Kieselkalke scheinen in der Mitte dieser Folge aufzutreten. Alle Kieselkalke sind mehr oder weniger stark gefleckt. Der höchste SiO_2-Gehalt ist im mittleren Teil der einzelnen Bänke, an der Basis bzw. am Top sind sie kalkiger.

Paläogeographie der Allgäu-Schichten

Wertvolle Beobachtungen zur Paläogeographie des Gebietes sammelte STENGEL-RUTKOWSKI (1960 und in KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959). JACOBSHAGEN (1965, S. 66 f.) gab eine ausführlich Beschreibung und Interpretation der paläogeographischen Entwicklung auch dieses Gebietes.

Während in den größten Teilen des untersuchten Gebietes im tieferen Lias Unterlias-Rotkalk sedimentiert wurden, folgen im Bereich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und ihrer näheren Umgebung sofort hornsteinreiche Allgäu-Schichten. JACOBSHAGEN (1965, S. 81 f.) führt die Faziesreihe

Roter Unterliaskalk - Hornsteinkalk - Fleckenmergel

auf abnehmende Belüftung des Bodenwassers zurück. Die Fossilfunde im Hangenden der hornsteinreichen Allgäu-Schichten zeigen, daß diese Ausbildung wohl im ganzen als ein Äquivalent der Unterlias-Rotkalke aufgefaßt werden kann, die ja im untersuchten Gebiet sehr hoch in den Lias reichen können. Da die hornsteinreichen Allgäu-Schichten sehr viel mächtiger als die Unterlias-Rotkalke sind, dürfte im tieferen Lias auch eine erhöhte Sedimentations- und Senkungsgeschwindigkeit in diesem Teilbereich geherrscht haben.

Für den Mittellias schließe ich mich der Interpretation von JACOBSHAGEN (1965, S. 83) an, der feststellen konnte, daß trotz erhöhter Sedimentationsrate dennoch die Senkung nicht kompensiert werden konnte. Im unteren Oberlias wurde im West-Teil des Gebietes die "Ziegelrot-Serie" abgelagert, während im Ost-Teil die Sedimentation von Fleckenmergeln und -kalken weiterhin anhielt. Abb. 6 zeigt deutlich die von JACOBSHAGEN (1965, S. 84) erkannte diagonale Fazies-Verteilung für diesen kleinen Bereich. Die Quarzführung am Gehrengrat in der "Ziegelrot-Serie" deutet auf einen Abtragungsbereich weiter im S oder SW.

In den Jüngeren Allgäu-Schichten ist besonders die Kieselkalk-Fazies westlich des Gehrengrates von Interesse: JACOBSHAGEN (1965, S. 85) deutete sie als Ablagerungen in einer persistierenden Quereinwalmung der Zürser Schwelle, die weiter im Osten in der Gegend des Flexen-Passes starken Einfluß auf die Sedimentation ausübt (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959). Eine weitergehende Interpretation der Paläogeographie der Jüngeren Allgäu-Schichten ist m.E. für das Gebiet der Spuller-See-Mulde recht gewagt, da die stratigraphische Korrelation zu unsicher ist.

Im ganzen bestätigte sich die von JACOBSHAGEN (1965) erarbeitete Paläogeographie der Allgäu-Schichten. Der Ablagerungsraum ist in den Bereich der Zürser Schwelle, die durch diagonale kleinere Tröge gegliedert ist und den Bereich des Klostertaler Troges (JACOBSHAGEN 1965, S. 84) untergliedert.

Auf tektonische Beanspruchung reagieren die Allgäu-Schichten mit lebhafter Faltung. Besonders in Gebieten, in denen Rätolias-Kalk das Liegende der Allgäu-Schichten bildet, zeigt sich auffällig das unterschiedliche mechanische Verhalten dieser Serien. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung, besonders bei Überlappung zweier intensiver tektonischer Prägungen, sind die Allgäu-Schichten oft geschiefert (z.B. westlich des Schafberges).

Schichtfolgen des Oberjura-Unterkreide-Zeitraumes

Über den in sich schon recht differenzierten Allgäu-Schichten folgen im Oberjura und in der Unterkreide in der Spuller-See-Mulde faziell sehr unterschiedlich ausgebildete Sediment-Serien, die sich lateral verzahnen und ersetzen. So erschien es bereits AMPFERER (1914, S. 310) nicht immer möglich, die in den zentralen Lechtaler Alpen und anderen Gebirgsgruppen der Nördlichen Kalkalpen üblichen Bezeichnungen "Radiolarit" und "Aptychenkalk" zu verwenden. Er benutzte dafür den Namen "Tithonkalke der Flexenpaß-Gegend"; datiert waren diese Kalke mit Pygope diphya (det. PLIENINGER, vgl. dazu KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 187). FOLGER (vgl. AMPFERER 1917, S. 40 f.) konnte durch Ammoniten-Funde nachweisen, daß diese "Tithonkalke" auch Lias enthalten. Im Zuge der großmaßstäbigen Neuaufnahmen in den Lechtaler Alpen bezeichnete HUCKRIEDE (1959, S. 76 f.) vergleichbare Sedimentfolgen südlich von Kaisers als "Jura in Schwellenfazies", da sie einen größeren Zeitraum als Tithon umfassen. Diese reduzierte Fazies entwickelt sich lateral aus der gewohnten Schichtfolge des Jura. KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959, S. 179 f.) übertrugen diese Ergebnisse auf die westlichen Lechtaler Alpen und die Klostertaler Alpen und konnten auch hier ähnliche Verhältnisse nachweisen.

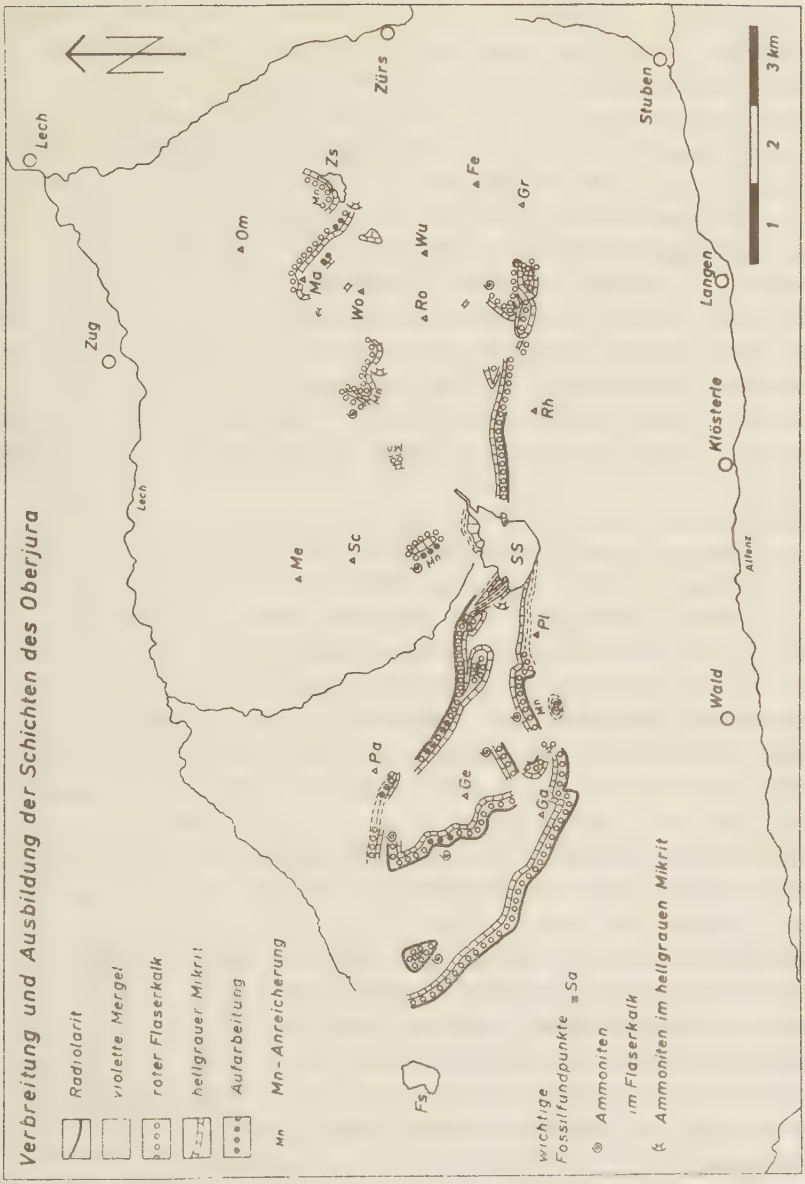


Abb. 9: Verbreitung und Ausbildung der Schichten des Oberjura.

Im Bereich der Spuller-See-Mulde nimmt der Einfluß der Zürser Schwelle im Oberjura stark zu: während die Allgäu-Schichten noch viele Anklänge an die gewohnte Entwicklung in den Becken-Bereichen aufweisen und in "Übergangsfazies" vorliegen (vgl. S. 46), komplizieren sich die Verhältnisse im Oberjura: einerseits treten im kartierten Gebiet Profile auf, die noch viele Übereinstimmungen mit der gewohnten Schichtfolge aufweisen und hauptsächlich durch ihre geringere Mächtigkeit abweichen, andererseits solche, die auch lithologisch mehr oder weniger stark abweichen und im Extremfall fast keinen Vergleich mit der Oberjura-Unterkreide-Schichtfolge des Becken-Bereiches zuzulassen scheinen. Die Verbreitung der einzelnen Ausbildungen zeigt Abb. 9. Taf. 9 zeigt einige Profilserien vom S-Rand der Spuller-See-Mulde. Begonnen sei mit den vermittelnden Ausbildungen.

Diese Schichtfolgen beginnen mit Radiolariten in der charakteristischen Farbfolge schwarz-grün-rot, wobei die dunklen fast schwarzen Varietäten fast immer fehlen. Darüber folgt eine meist mehrere Meter mächtige charakteristische Kalkfolge: sie beginnt mit roten Flaserkalken, die dem Ammonitico rosso superiore des Garda-See-Gebietes sehr ähneln können und z.T. konglomeratisch sind, dann geht sie langsam in einen mikritischen, hellgrauen, schlechtgebankten Kalk über, der stellenweise Calpionellen führt und auf den der Begriff "Biancone" zutreffen mag. Zum Hangenden folgt eine sehr wechselnde Sediment-Serie: Breccien, Feinbreccien, Echiodermen-Schuttkalke, Fleckenkalke und untergeordnet rote pelitische Kalke und jüngere Radiolarite. Erst darüber folgen die Kreideschiefer in ihrer typischen Ausbildung. Die einzelnen Schichtglieder gehen meistens kontinuierlich ineinander über, so daß eine scharfe Grenze manchmal schwer zu ziehen ist. Die Jura-Kreide-Grenze liegt mit großer Wahrscheinlichkeit im obersten Teil oder am Top der mikritischen hellgrauen Kalke. Die hier betrachtete Ausbildung der Schichtfolge ist immer konkordant. Kartiertechnisch wurde diese Serie wie folgt untergliedert:

Kreideschiefer
Unterkreideserie
Aptychenkalk
Radiolarit

Radiolarit

Der Begriff "Radiolarit" wird in der alpinen Literatur meist sehr großzügig gehandhabt, ohne daß eine nähere Definition angeführt wird (GRUNAU 1959, S. 5). Nähere Definitionen geben u.a. CORNELIUS (1951, S. 216) und ULRICH (1959, S. 122). PFEFFERKORN (1968, S. 26 ff.) schläft ein Gliederungsschema nichtdetritischer kieselsäurereicher Sedimentgesteine vor. Ohne darauf eingehen und ohne eine Definition geben zu wollen, wende ich den Begriff "Radiolarit" auf Gesteine an, die nahezu ausschließlich aus nichtdetritischer Kieselsäure aufgebaut sind, einen gewissen Gehalt an Tonmineralien aufweisen können und keinen wesentlichen Kalkgehalt besitzen. An der Fällung der Kieselsäure sind Radiolarien beteiligt, so daß man den Radiolarit als organogenes Sediment bezeichnen kann (CORNELIUS 1951, S. 217). Ob daneben auch auf andere Weise Kieselsäure ausgefällt wurde, ist wohl schwerlich zu entscheiden, aber durchaus wahrscheinlich, so daß auch die heute von organischen Strukturen freie Masse nicht unbedingt immer Radiolarien enthalten haben muß, bevor sie diagenetischen Veränderungen unterworfen wurde. Voraussetzung für die Radiolaritbildung scheint eine erhöhte Kieselsäure-Zufuhr. Genetisch verbunden und assoziiert mit den Radiolariten sind Kieselschiefer und Kieselkalke.

Im kartierten Gebiet ist der Radiolarit auf gewisse Teilbereiche beschränkt, seine Verbreitung ist in Abb. 9 dargestellt.

Morphologisch tritt der Radiolarit zusammen mit dem hangenden Aptychenkalk meist deutlich hervor: Über den Allgäu-Schichten bilden sie eine wenige Meter mächtige steile Wand, die besonders durch ihre intensiven Farben auffällt und einen wertvollen Leithorizont beim Kartieren darstellt. Auch aus flachem Wiesengelände ragen diese Schichtglieder meist als auffällige Rippe hervor. Dennoch ist der Radiolarit, da er von vielen Klüften durchzogen ist, oft tiefgründig zermürbt und liefert so reichlich Hangschutt. Typischer Bewuchs ist die Landkartenflechte (Rhizocarpon geographicum).

Die Untergrenze des Radiolarits (= "ältere Ruhpoldinger Schichten"="ältere Radiolaritschichten s.str." TRAUTH 1948, S. 185) ist in den meisten Profilen am plötzlichen Fazies-Wechsel sehr genau zu fassen. Meist schalten sich über typischen Kalken der Allgäu-Schichten einige cm bis dm kieseliger Kalke und Kieselschiefer ein, teilweise sind im Liegenden des Radiolarits wenige cm bis dm roter Mergelkalke und Mergel aufgeschlossen, bei denen man schwanken kann, ob sie schon zum Radiolarit zu rechnen sind. Darüber beginnt die stark kieselige Schichtfolge des Radiolarit, teils mit dunklen, fast schwarzen Varietäten, meist als grün gefärbtes Gestein.

In Gebieten, in denen die Jüngeren Allgäu-Schichten im höheren Teil als Kieselkalke ausgebildet sind, wurde die Grenze beim ersten Auftreten grüner Farbtöne angesetzt, so daß möglicherweise ein Teil des tiefsten Radiolarits noch als Jüngere Allgäu-Schichten angesprochen wurde.

Die Untergrenze des Radiolarits ist schwerlich biostratigraphisch genau festzulegen, da innerhalb des Radiolarits nahezu immer Fossilien (außer Radiolarien) fehlen und auch in seinem Liegenden recht selten leitende Fossilien angetroffen werden. JACOBSHAGEN (1965, S. 65) gibt eine Übersicht über die verschiedenen Fossilfunde und schließt sich den Auffassungen TRAUTH's (1948) und SPENGLER's (1951) an, wonach die Untergrenze des Radiolarits etwa an die Dogger/Malm-Grenze zu legen ist. WENDT (1969, S. 225) konnte im Sonnwendgebirge Ob. Oxford (transversarium-Zone) direkt im Liegenden des Radiolarits nachweisen. Nach GARRISON (1964, S. 67) beginnt der Radiolarit in der Unkener Mulde über dem tiefsten Bajocium und R. FISCHER (1969) fand in der Kammerkehr-Gruppe Radiolarit direkt mit Beginn des Bajocium. Im Untersuchungsgebiet konnten keine ergänzenden Ergebnisse zu dieser Frage aufgefunden werden. Nachweisbar reichen die Jüngeren Allgäu-Schichten als Kieselkalke hier mindestens in das Bajocium (vgl. S. 49) und andererseits wurde an der Goppel-Spitze oberster Lias nur wenige Meter im Liegenden des Radiolarits aufgefunden (vgl. S. 57). Es scheinen hier

ähnliche Verhältnisse vorzuliegen, wie sie MILLER (1962, S. 39 ff. u. Tab. 2) aus dem Gebiet von Ehrwald beschrieb und die ihn veranlaßten, die Radiolarite schon im unteren Bajocium derzeitiger Fassung einsetzen zu lassen, was er später (1963) aber modifizierte. Die Untergrenze des Radiolarites scheint in den Nördlichen Kalkalpen nicht ganz zeitgleich zu sein.

Auch die Obergrenze des Radiolarits ist meistens durch einen "plötzlichen"Fazieswechsel bedingt und so lithologisch sehr exakt zu fassen: manchmal folgt über typischen, noch sehr kieseligen Radiolariten sofort schlecht gebankter roter Flaserkalk, anderswo tritt der Kieselgehalt der roten Radiolarite zum Hangenden stark zurück und es überwiegen auf einige cm oder wenige dm rote Kieselkalke und rote Kieselschiefer, in die nur dünne Radiolaritlagen und/oder Radiolaritlinsen eingeschaltet sind, so daß die Serie ihren typischen Charakter einbüßt. Die Grenze wurde im Hangenden dieser Zone gezogen.Es folgen rote Flaserkalke, die meist relativ schlecht oder fast nicht gebankt sind. Selten tritt unter den schlecht gebankten roten Flaserkalken eine Zone auf, die bis zu einem Meter mächtig werden kann (z.B. etwa 1,5 km ESE Pfaffenegg), in der bis zu 4 cm mächtige Kalkbänke mit bis zu 2 cm mächtigen Kalkmergeln wechsellagern. Die Kalke enthalten auf den Schichtflächen sehr viele Lamellaptychen, Punktataptychen und Rhynchotheuten, so daß stellenweise fast der Eindruck einer Aptychen-Lumachelle entsteht (vgl. ZAPFE 1963).

Die Obergrenze des Radiolarits ist ebenfalls in den Nördlichen Kalkalpen nur an wenigen Stellen durch Ammoniten-Funde biostratigraphisch festgelegt: danach reicht die Radiolaritsedimentation höchstens bis ins untere Kimmeridge (vgl. HAAS 1908; TRUSHEIM 1930, S. 38; TRAUTH 1948, S. 185), während er nach anderen Autoren höher reichen soll. Im untersuchten Gebiet wurden an verschiedenen Lokalitäten in den liegenden Teilen des Aptychenkalkes zum Teil sehr viele Ammoniten gefunden, die allerdings meist unbestimmbar waren. Vor allem einer erlaubt jedoch eine recht genaue stratigraphische Aussage: westlich des Gehrengrates am Wanderweg Gehrengrat - Freiburger Hütte fand

sich im Hangschutt von rotem Flaserkalk, der direkt im Hangenden des Radiolarits ansteht,

Aspidoceras (Pseudowaagenia) microplum OPPEL 1863
det. B. Ziegler

Nach Auskunft von Herrn Prof. B. Ziegler kommt diese Art vom oberen Teil der planula-Zone (Ob. Oxford) bis ins unterste Viertel der eudoxus-Zone (Mittlere Kimmeridge) vor. Dieser neue Fossilfund bestätigt die meist angenommene Obergrenze der Radiolaritsedimentation (TRAUTH 1948, S. 185: "wohl bes. Callovien- Oxford- ev. Kimmeridge") und auch den Schluß, daß die Obergrenze des Radiolarits i.a. etwa zeitgleich sein dürfte (vgl. JACOBSHAGEN 1957, S. 50).

Die Schichtfolge des Radiolarits läßt sich lithologisch nur nach den vorherrschenden Farben in dunklen (schwarzen), grünen und roten Radiolarit untergliedern, biostratigraphische Anhaltspunkte fehlen. Da der Radiolarit nur sehr geringe Mächtigkeiten erreicht, ist eine kartenmäßige Darstellung der Untergliederung nicht möglich. Die Ausbildung der Radiolarit-Profile ist im untersuchten Gebiet im einzelnen recht starken Schwankungen unterworfen. Als Beispiel sei das Profil vom West-Hang der Goppel-Spitze wiedergegeben:

Hangendes:	Aptychenkalk. Unterste Lagen grünlich-graue dichte Kalke
0,50 m	oberste 12 cm vorherrschend grüner Schiefer und grüngraue Kieselkalke rote Schiefer mit weinroten Kieselkalken (bis 15 cm mächtig).
1,20 m	roter Radiolarit, Bänke bis 10 cm mächtig, Oberfläche sehr wellig und Bankmächtigkeiten stark variierend. Schieferlagen bis 3 cm mächtig.
0,25 m	Radiolarit, Farbe in violett übergehend, im unteren Teil noch grüne Partien. Radiolaritbänke bis 7 cm, Schieferlagen bis 2 cm mächtig.
0,50 m	grüner Radiolarit, Bänke bis 15 cm mächtig, aber stark lateral wechselnd. Schieferlagen meist ganz dünn, oft ganz fehlend. Besonders hohe Kieselgehalte. Grenze zum Hangenden: kontinuierlicher Übergang.

0,90 m	dunkler, fast schwarzer Radiolarit. Bänke bis 6 cm mächtig, Bankoberflächen unregelmäßig. Schiefermächtigkeiten wechselnd (lateral), bis 2,5 cm mächtig. In Schiefern längliche, bis 1 cm mächtige Radiolaritlinsen. Größte Kieselgehalte in den internen Teilen der Radiolaritbänke.
0,10 m	kieselige hellgraue Kalke und kieselige Mergelschiefer.
Liegendes:	graue, leicht grünliche oder rötliche Kalke, dicht. 10 cm bankig mit wulstigen Schichtflächen, die teilweise verkieselt sind. Allgäu-Schichten.

Der kartiertechnische Komplex des Radiolarits bildet eine bis zu einigen Metern mächtige in der Mächtigkeit stark schwankende Gesteinsfolge (vgl. Abb. 9) aus Radiolarit, Kieselkalk und Kieselschiefern. Das Verhältnis zwischen Radiolarit, Kieselkalk und Kieselschiefer kann in weiten Grenzen schwanken, meist bilden die Kieselschiefer nur geringmächtige Zwischenlagen.

Kieselkalke bilden i.a. keine eigenen Bänke; vielmehr bestehen vor allem beim roten Radiolarit die einzelnen Bänke nur in der Mitte aus echtem Radiolarit, nach außen nimmt der Kalkgehalt zu, so daß es eher Kieselkalke sind. Im grünen Radiolarit treten Kieselkalke stark zurück. Im roten Radiolarit sind sie vom Liegenden zum Hangenden immer stärker ausgebildet.

Auch die Kontakte zwischen Radiolaritlagen und Schiefer-Zwischenlagen sind etwas unterschiedlich ausgebildet: während im grünen und im tiefen Teil des roten Radiolarits die Grenzen meist sehr scharf sind, läßt sich im höheren Teil des roten Radiolarits oft erkennen, wie die liegende Radiolarit-Lage allmählich toniger und kalkiger wird und so fast unmerklich in die hangende Schieferlage übergeht. Der Kontakt zur nächst hangenden Radiolarit-Lage ist - soweit beobachtet - nie so gleitend, allerdings auch nicht so scharf wie im grünen Radiolarit.

In gewissem Zusammenhang mit dem Gehalt an Kieselsäure steht wohl auch das Auftreten der mit Kalzit verheilten Klüfte: sie sind in der Mitte der einzelnen Radiolarit-Lagen am stärksten

ausgebildet und verlieren sich zu der hangenden bzw. liegenden Grenzfläche der Bank meist ganz.

Selten finden sich im grünen Radiolarit typische etwas dunkler gefärbte und unscharf begrenzte Flecken, die in Analogie zu den Fukoiden der Fleckenkalke in den Allgäu-Schichten wohl als Grabgänge von Organismen zu deuten sind.

Aus dem roten Radiolarit etwa 1,5 km ESE des Pfaffeneggs stammt eine vom üblichen abweichende Probe:

Probe und Schliff 63/68 (Abb. 78): 10 cm mächtige Bank roten Radiolarits, in der die kieselsäurereichsten Partien als schmale bis zu 1 cm mächtige Bänder mit Kieselkalk wechsellagern. Im Kieselkalk viele ?organische Strukturen, nur wenige Radiolarien sind deutlich zu erkennen. Schräg bis senkrecht zur Schichtung hauptsächlich mit Kieselsäure verfüllte später noch verstellte Sedimentgänge. Diese sind später durch mit Kalzit verheilte Klüfte durchsetzt. Im Schliff erkennt man, daß sich eine dieser Spalten aus einer einige mm mächtigen Schichtungsparallelen kieselsäurereichen Lage entwickelt und dann mehr oder weniger senkrecht durch Kieselkalk geht. Am Rand ist diese Spalte durch Karbonat ausgefüllt. Der zentrale Teil der Spalte ist mit Kieselsäure gefüllt, in der ebenfalls einige Karbonat-Rhomboeder ausgebildet sind.

Deutung: Es scheint sich bei diesen Spalten um frühdiagenetische Schrumpfungserscheinungen zu handeln, in die noch nicht verfestigtes, kieselsäurereicheres Material eindrang. Aus diesem kristallisiserte zuerst der größte Teil der Karbonatkomponente aus, dann verfestigte sich das Kieselsäuregel und einige letzte Karbonat-Kristalle bildeten sich. Die Setzung des Kieselkalkes scheint danach noch weitergegangen zu sein. Später erfolgte Klüftung. Rein phänomenologisch erscheint m.E. eine gewisse Analogie zu den Schrumpfungsrissen in Karbonaten gegeben zu sein (z.B. A.G. FISCHER 1964, S. 144, Abb. 8). Der Mechanismus und die Bildungstiefe ist jedoch wohl abweichend. Karbonat-Rhomboeder (?Dolomitkristalle) in nichtdetritischen silikatischen Sedimenten bilden z.B. GRUNAU (1959, Fig. 85, Taf. 8) und PFEFFERKORN (1968, Abb. 14) ab.

Die bekannte Farbfolge schwarz-grün-rot konnte in mehreren Profilen aufgefunden werden, meist fehlen allerdings die dunklen, fast schwarzen Varietäten, so daß die Folge mit grünen Radiolariten beginnt. Mit rotem Radiolarit beginnen einige Profile, die aber auch im Hangenden sehr abweichend ausgebildet sind.

Allgemein läßt sich feststellen, daß die tieferen Abteilungen des roten Radiolarits dunkler - oft violettstichig - sind und die höheren heller erscheinen. Die Schieferzwischenlagen sind meist etwas dunkler als die Radiolaritbänke.

Die grüne Gesteinsfarbe des Radiolarits geht immer auf eine Mischung von Fe^{++} und Fe^{+++}-Verbindungen zurück, worauf mich Prof. E. Pfeil (Marburg) aufmerksam machte (reine Fe^{++}- Verbindungen sind immer farblos). Die roten Radiolarite sind durch ein Überwiegen der Fe^{+++}-Verbindungen gefärbt. GRUNAU (1959, S. 107 ff., besonders S. 125 - 136) gibt einige Analysen, die dieses ebenfalls ergaben: in den grünen Radiolariten ist nach GRUNAU das Ferri-Ferro-Verhältnis meist kleiner als 1, in den roten Radiolariten immer größer als 1. Mineralogisch betrachtet macht er verschiedene Mineralien, die als mikroskopisch kleine Einsprenglinge im Radiolarit des Gebietes von Arosa vorkommen und die er von Ophiolithen ableitet, wenigstens zum Teil für die Färbung verantwortlich. CORNELIUS sah in der Farbänderung des Radiolarits von grün nach rot diagenetische Veränderungen (zitiert nach GRUNAU 1947).

Durch tektonische Beanspruchung wird der Radiolarit meist in enge Spezialfalten gelegt.

Untersuchungen an Radiolariten

Die genetische Deutung von Radiolariten und verwandten Gesteinstypen ist seit langer Zeit ein intensiv diskutiertes Problem. Um möglicherweise neue Daten über die Entstehungsbedingungen der Radiolarite des bearbeiteten Gebietes zu erhalten, wurden von einigen Radiolariten bzw. von den zwischen den Radiolaritbänken eingeschalteten Kieselschiefern einige Spurenelementanalysen bzw. röntgenographische Untersuchungen durchgeführt. Zum Vergleich dienten einige Radiolarite aus den zentralen Lechtaler Alpen, die ich Herrn Dipl.-Geol. J. Westrup (Marburg) verdanke. Im Folgenden werden nur kurz die Ergebnisse der röntgenographischen Untersuchungen beschrieben. Die begonnenen Spurenelementanalysen werden weitergeführt und gesondert veröffentlicht.

Von einigen Proben der Kieselschiefer-Zwischenlagen aus verschiedenen Niveaus des Radiolarits - und vergleichsweise aus einigen der Kieselkalke der Jüngeren Allgäu-Schichten und von einer Probe des "Jüngeren Radiolarits" - wurden Aufnahmen nach dem Guinier-Verfahren zur Bestimmung von Kristallpulvern mit einer De Wolff-Camera, Durchmesser 114,6 mm, mit Fe-$K\alpha_1$-Strahlung von Herrn Dipl.-Geol. V. Dietrich (Zürich) aufgenommen. Herr Dr. M. Frey (Bern) hat darüber hinaus von den Proben 47/68, 48/68 und 86/68 Difraktometer-Aufnahmen mit Cu-$K\alpha_1$ Strahlung angefertigt. Die Kieselschiefer wurden nur in einer Scheibenschwingmühle gemahlen und sonst nicht speziell behandelt.

Untersucht wurden folgende Proben:

47/68:	Schieferlage, dunkel, 22 cm über der Liegendgrenze des Radiolarits, W-Hang der Goppel-Sp.
48/68:	3 cm mächtige Schieferlage, 70 cm über der Liegendgrenze des Radiolarits, gleiche Lokalität.
49/68:	Schieferlage, grün, 140 cm über der Liegendgrenze des Radiolarits, gleiche Lokalität.
50/68:	Schieferlage, violett, 175 cm über Liegendgrenze des Radiolarits, gleiche Lokalität.
51/68:	Schieferlage, rot, 225 cm über Liegendgrenze des Radiolarits, gleiche Lokalität.
52/68:	Schieferlage, rot, 310 cm über Liegendgrenze des Radiolarits, gleiche Lokalität.
61/68:	Schieferlage, 3 cm mächtig, grün, aus oberem Teil des grünen Radiolarits, etwa 1,5 km ESE Pfaffenegg.
62/68:	Rote Schieferlage aus tieferem Teil des roten Radiolarits, gleiche Lokalität.
101/68:	Schieferlage, dunkelgrünlich, aus höherem Teil der Alj Kieselkalke, Profil am Weg W des Gehrengrates.
103/68:	Schieferlage, schwarz, aus mittlerem Teil der Alj Kieselkalke, gleiche Lokalität.
105/68:	Schieferlage, dunkel, aus tieferem Teil der Alj Kiselkalke, gleiche Lokalität.
86/68:	Schieferlage, grün, aus "Jüngerem Radiolarit", gleiche Lokalität.

Die Ergebnisse sind in der folgenden Aufstellung zusammengefaßt:

Probe	Hauptgemengteil	Nebengemengteil (etwa 5-10%)	Spur
47/68:	Quarz	Albit	
	"Illit"	Kalzit	
	Chlorit		
48/68:	Quarz	Albit	
	"Illit"		
	Chlorit		
	Kalzit		
49/68:	Quarz	Kalzit	
	"Illit"	Albit	
	Chlorit		
50/68:	Quarz	Hämatit	
	"Illit"	Kalzit	
	Chlorit	Albit	
51/68:	Quarz	Kalzit	
	"Illit"	Hämatit	
	Chlorit	Albit	
52/68:	Quarz	Hämatit	
	Kalzit	Albit	
	"Illit"	Chlorit	
61/68:	Quarz	Albit	
	"Illit"		
	Chlorit		
62/68:	Quarz	Albit	
	"Illit"	Chlorit	
	Kalzit	Hämatit	
101/68:	Quarz	Chlorit	Kalzit
	"Illit"	Albit	
103/68:	Quarz	Chlorit	
	"Illit"	Albit	
105/68:	Quarz	Kalzit	
	"Illit"	Albit	
		Chlorit	
86/68:	Quarz	Hämatit	
	"Illit"	Albit	
	Chlorit	Apatit	
		(im Körnerpräparat noch Glaukonit)	

Zur Bestimmung der Kristallinität von den Chloriten und den "Illiten" wurden die Difraktometer-Aufnahmen durchgeführt. Illit (das reine Tonmineral) kristallisiert bei steigenden Drucken und Temperaturen unter Wasserabgabe in Muskovit um

(ein sog. kristalliner Illit). Dieser Prozeß scheint kontinuierlich zu sein. Deshalb mißt man die sog. "Illit-Kristallinität" (KUBLER 1967 u.a.). Die Werte geben die aus dem Difraktometer-Diagramm für den Basisreflex 002 gemessene Halbwertsbreite an (in mm). Nach KUBLER (1967) reicht die Anchizone von 7.5 - 7.8 bis etwa 4.0; bei etwa 4.0 beginnt die Epizone.

Die "Illite" der untersuchten Proben gaben folgende Werte:

47/68: 4.7 - 5.0
48/68: 5.2 - 5.3
86/68: 7.6 - 7.7

Die Proben 47/68 und 48/68 liegen danach innerhalb der Anchizone, die Probe 86/68 an der Grenze zu völlig unmetamorphen Gesteinen.

Bei den Chloriten handelt es sich um schlecht kristallisierte Chlorite. Ihre Herkunft läßt sich nicht bestimmen, man wird sie wohl am ehesten als schwach metamorphe Bildungen aus Montmorillonit deuten können. GRUNAU (1959, S. 136) hält die Möglichkeit authigener Mineralneubildung für den Chlorit für wenig wahrscheinlich, "es muß vielmehr eine Herkunft des Chlorits von Peridotiten und Serpentinen angenommen werden". Diese Überlegung mag möglicherweise auch für die vorliegenden Untersuchungen gelten. Auch der Albit mag mit basischem Material in Zusammenhang stehen.

Die röntgenographischen Untersuchungen ergeben m.E. keinen eindeutigen Hinweis auf einen genetischen Zusammenhang zwischen Radiolarit-Sedimentation und gleichalten basischen bis ultrabasischen Geosynklinalvulkanismus, wie es z.B. GRUNAU annahm (im Gebiet von Arosa mögen aber abweichende Verhältnisse vorliegen).

Ablagerungstiefe der Radiolarite

CORNELIUS (1951, S. 216 f.) und GRUNAU (1947, 1959, S. 152 ff. und 1965) fassen die Punkte zusammen, die bei einer Diskussion der Ablagerungstiefe des Radiolarits wichtig erscheinen. Fest

scheint zu stehen, daß Radiolarite in allen Tiefenstufen gebildet werden können und für ihre Genese komplizierte spezifische Bedingungen ausschlaggebend sind. Eindeutig konnte nur die flachmeerische Natur verschiedener Radiolarit-Vorkommen geklärt werden (GRUNAU 1959, S. 157), tiefmeerische Entstehung von Radiolarit ist schwer zu belegen. GRUNAU (1959, S. 157) diskutiert die Sedimentationstiefe der Radiolarite der Schweiz und schreibt in diesem Zusammenhang: "Für die ost- und südalpinen Radiolarite der Schweiz können keine Gründe für eine abyssische Ablagerungstiefe angeführt werden, hingegen sprechen eine Anzahl dagegen. Eine eindeutige ... Beantwortung der Frage ... ist heute nicht möglich. Als wahrscheinlicher Bildungsbereich können Tiefen, die dem bathyalen Bereich ... entsprechen, angenommen werden." GRUNAU verwendet die Bezeichnung bathyal im Sinne einer Ablagerungstiefe von 200 bis 4000 m Meerestiefe.

TRÜMPY (1960, S. 866) führte 1955 (S. 220) den Begriff "leptogeosynklinal" für geringmächtige Tiefsee-Sedimente, die eine extrem lange Zeitspanne respräsentieren, ein. Der Radiolarit ist nach ihm ein typisches Sediment dieser Leptogeosynklinalen. Er zeigt, daß alle Gründe, die für die Entstehung des alpinen Radiolarits unter Flachwasser-Bedingungen angegeben wurden, nicht stichhaltig sind und kommt zu dem Schluß: "... there seems little reason to reject Steinmann's views on the deep-sea origin of radiolarian cherts in the Alps." M.E. scheint ein Teil der von TRÜMPY angegebenen Argumente nicht vollständig überzeugend: sehr langsame Sedimentation ist oft ein Zeichen "relativer" Schwellenregionen und Manganknollen sind rezent auch aus Flachmeer-Bereichen bekannt (PRICE 1967, S. 512, HARTMANN 1964).

Auch COLOM (1955, S. 122) rechnet aus faunistischen Überlegungen damit, daß die Radiolarite der Alpen Tiefseesedimente darstellen.

GARRISON (1964, S. 73 f.) setzt sich intensiv mit der Sedimentationstiefe der Radiolarite der Unkener Mulde auseinander. Mehrere Merkmale scheinen ihm dafür zu sprechen, "that this

20 meter section of siliceous rock respresents accumulation of a partial insoluble residue" (S. 80). Er erklärt die Entstehung dieses "Restsediments" durch Ablagerung unterhalb der Löslichkeitsgrenze des Kalziumkarbonats und kommt so zu einer Ablagerungstiefe des Radiolarits von etwa 5000 oder mehr Metern. Er gibt zwei sehr interessante Interpretationsansätze zu dieser Frage:
1. Kurve der Senkungsgeschwindigkeit (S. 171): Ausgehend von der Senkungsgeschwindigkeit der alpinen Geosynklinale in der Trias nimmt er an, daß diese Entwicklung sich im Jura gleichbleibend fortsetzte: da sich gleichzeitig die Sedimentablagerung verringerte, vergrößerte sich die Ablagerungstiefe. So kommt er zu einer Sedimentationstiefe von 1000 - 2000 m für den Radiolarit und 2000 - 2500 m für die Oberalm-Schichten.
2. Löslichkeit des Kalziumkarbonats (S. 172 und Anhang A): danach ist die Löslichkeit des $CaCO_3$ des ehemaligen Radiolarienschlammes "analogous to these presently observed on the deep-sea floor". Aus diesem Grunde scheint ihm eine beschleunigte Absenkung während des Jura wahrscheinlich und so eine Ablagerung des Radiolarits in sehr viel größeren Tiefen.

Diese z.T. recht theoretischen Argumentationen scheinen nicht völlig überzeugend: 1. Die paläogeographische Bearbeitung der Allgäu-Schichten (JACOBSHAGEN 1965) ergab, daß die Sedimentations- und Senkungsgeschwindigkeit im Jura durchaus unterschiedlich ist, und JACOBSHAGEN (1965, S. 80 u. 85 f.) fand Anzeichen, "daß die Allgäu-Schichten vorwiegend in tieferen Teilen eines Flachmeeres abgelagert worden sind." 2. Nach GARRISON (1964, S. 173) wurden in den Oberalm-Schichten nur kalzitische und keine aragonitischen Partikel abgelagert. Er nimmt deshalb eine Ablagerungstiefe der Oberalm-Schichten von mehr als 4000 m - unterhalb der Linie der kompletten Aragonit-Lösung - an. Eine ausführliche Diskussion seiner Annahmen unter Einbeziehung der Druck- und Temperatur-Bedingungen, der Zufuhrrate an $CaCO_3$ und der Zirkulationsbedingungen im Jura gibt GARRISON (1964, Appendix A). Diese Annahme GARRISON's konnte für das Gebiet der Klostertaler Alpen widerlegt werden: in den roten Flaserkalken

des Ob. Oxford bis Mittleren Kimmeridge finden sich stellenweise sehr viele Ammoniten-Steinkerne, d.h. die aragonitische Schalensubstanz ist erst durch diagenetische Prozesse gelöst worden. Auch in dem hellen Aptychenkalk vom Typ des Biancone finden sich des öfteren Ammoniten-Querschnitte (Abb. 81 u. 82). So muß für den höheren Jura der Klostertaler Alpen eine Ablagerungstiefe gefordert werden, die oberhalb der Linie der kompletten Aragonit-Lösung liegt. Der Fund von Oppelia cf. holbeini (OPPEL) im höheren Teil der Oberalm-Schichten des Losers bei Altaussee durch HAAS (HAAS 1908, S. 392) zeigt, daß ebenfalls dort wenigstens ein Teil der Oberalm-Schichten oberhalb der Lösungslinie des Aragonits abgelagert wurde. Diese indirekte Argumentation muß nicht unbedingt aussagen, daß deshalb die Ablagerungstiefe des Radiolarits ebenfalls geringer war als GARRISON angibt, macht es aber m.E. nach wahrscheinlich.

CRESSMAN (1962, S. T8 ff.) veröffentlichte Diagramme, in denen das Verhältnis verschiedener Elemente bzw. Oxyde von Radiolariten mit dem wasserfreier rezenter Tiefseetone (Werte nach REVELLE 1944 bzw. ROTSCHI 1952) bzw. silikatischer Schlicke (Werte nach REVELLE 1944) verglichen werden: Die Radiolarite zeichnen sich nach diesen Darstellungen i.a. dadurch aus, daß sie mit der Linie zusammenfallen, die die theoretische Veränderung der silikatischen Schlicke bzw. der pelagischen Tone durch SiO_2-Zugabe darstellt, bzw. bilden mit den rezenten Proben zusammen ein recht gut definiertes Feld während "nodular chert" und Novaculite herausfallen, die mit sublitoralen Sedimenten verbunden sind. Danach scheint es, daß ein Radiolarit als ein diagenetisch mit Kieselsäure angereicherter Radiolarien-Schlick oder Tiefseeton betrachtet werden kann.

In einen Teil der Diagramme, die leicht abgewandelt dargestellt wurden, sind die Ergebnisse einiger chemischer Analysen von Radiolariten eingefügt worden (Abb. 11 u. 12). Die Ergebnisse passen recht gut zueinander und deshalb könnte möglicherweise diese Betrachtungsweise auch auf die jurassischen Radiolarite des bearbeiteten Gebietes übertragen werden.

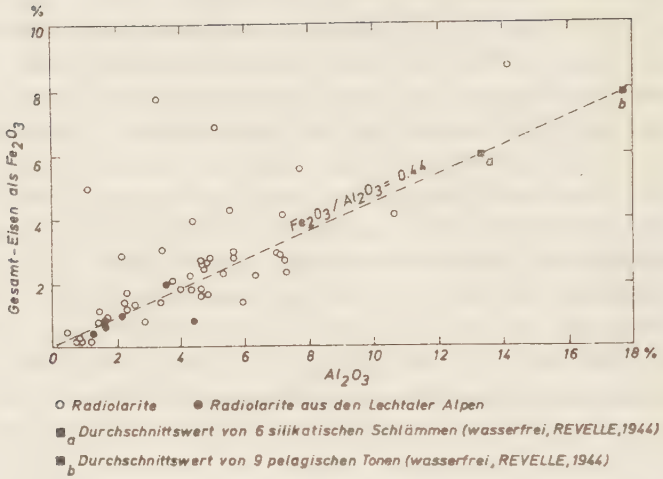


Abb. 11: Verhältnis von Fe_2O_3 zu Al_2O_3 in Radiolariten und rezenten Vergleichsproben (nach CRESSMAN 1962).

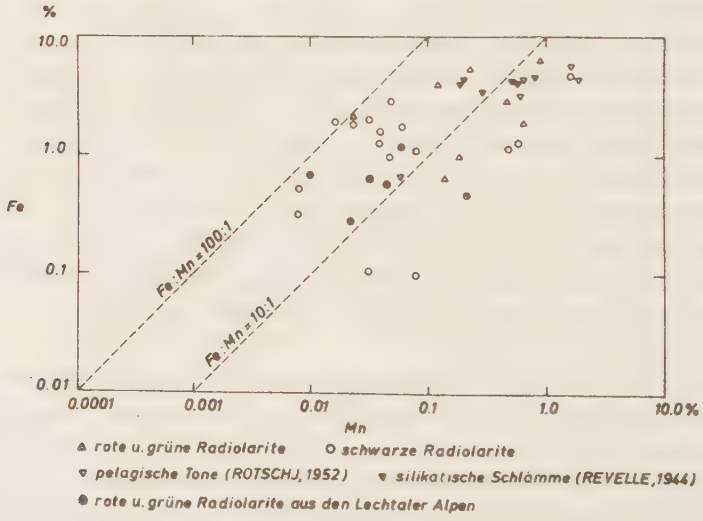


Abb. 12: Verhältnis Fe/Mn in Radiolariten und rezenten Vergleichsproben (abgeändert nach CRESSMAN 1962).

Vor allem B. ZIEGLER (1967, S. 439 ff.) lenkte die Aufmerksamkeit auf die Faziesgebundenheit mancher Ammoniten, so daß mit Hilfe der Ammoniten eine vorsichtige bathymetrische Interpretation möglich ist. Allerdings dürfen diese Aussagen nur dann als verbindlich gelten, wenn eine statistische Auswertung erfolgen kann. Im tiefsten Aptychenkalk (roter Flaserkalk) über dem Radiolarit wurden leider nur wenige Ammoniten gefunden, die sich wenigstens grob bestimmen ließen (s.S. 95). Sie reichen zu einer statistischen Auswertung nicht entfernt aus. Die Fauna setzt sich aus Phylloceraten, Lytoceraten, relativ vielen Perisphinctiden und einem Aspidoceras zusammen. Das spräche für eine "mediterrane" Fauna, die nach B. ZIEGLER (1967, S. 450 - 451) auf jeden Fall unterhalb des "Schelfbereiches" auftritt. Der Radiolarit würde, da er nur Radiolarien enthält, noch tiefer abgelagert sein - den Ausführungen B ZIEGLER's (1967, S. 452) folgend.

Da diagenetische Veränderungen an Radiolariten bisher nur wenig untersucht wurden, muß offenbleiben, welchen Einfluß sie auf die Ausbildung der Radiolarite ausüben. R. FISCHER (1969, im Druck) konnte z.B. für die Radiolarite der Kammerkehr-Gruppe nachweisen, daß diagenetische Verdrängungen von Kalk durch Kieselsäure eine entscheidende Rolle spielen. Es kann also z.T. in Frage gestellt werden, ob es zur Zeit der Radiolarit-Sedimentation wirklich zu einem fast vollständigen Ausbleiben der Kalksedimentation (s. GRUNAU 1959, S. 142) kam.

Aptychenkalk

Der "Aptychenkalk" der Gebiete, in denen die Zürser Schwelle starken Einfluß auf die Sedimentation im Oberjura ausübt, unterscheidet sich stark von dem Aptychenkalk der zentralen Lechtaler Alpen und des Allgäus (z.B. HUCKRIEDE 1959, JACOBSHAGEN 1957, HÜCKEL 1960, BANNERT 1964).

Am Südrand der westlichen Kalkalpen ist er mehr oder weniger ausgeprägt in eine liegende Abteilung aus rotem Flaserkalk vom Typ des Ammonitico rosso superiore und eine hangende Partie

aus hellgrauen mikritischen Kalken etwa vom Typ des Biancone untergliedert (s.S. 71 u. HUCKRIEDE 1959, KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959). Auch in weiten Teilen der Lechtaler und Allgäuer Alpen ist eine ähnliche Zweiteilung der Aptychenschichten anzutreffen: der liegende Teil wird vorwiegend aus roten Mergelschiefern, den Aptychenschiefern, der hangende aus grauen bis hellgrauen Kalken, den Aptychenkalken, aufgebaut (z.B. HAMANN 1956, S. 41). Inwieweit sich diese Untergliederungen entsprechen, muß offenbleiben. Im folgenden werden diese beiden Ausbildungen getrennt behandelt. Für die liegende Abteilung wird der Name "Roter Flaserkalk des Malm", für die hangende der Name "Hellgrauer Aptychenkalk" verwendet.

Roter Flaserkalk des Malm

Über dem Radiolarit folgt eine bis zu wenigen Metern mächtige Serie roter Flaserkalke. Die Verbreitung dieses Flaserkalkes geht aber weit über das recht begrenzte Gebiet, in dem Radiolarit ausgebildet ist, hinaus, so daß in vielen Profilen roter Flaserkalk direkt auf Allgäu-Schichten bzw. auf Äquivalenten des Radiolarits liegt. Abb. 9 zeigt das Verbreitungsgebiet des roten Flaserkalkes.

Morphologisch bildet der rote Flaserkalk zusammen mit dem Radiolarit eine Einheit (s.S.73), aber auch in den Gebietsteilen, in denen kein Radiolarit ausgebildet ist, tritt der rote Flaserkalk durch seine intensive Färbung und das meist ausgebildete auffällige Band "massigen" hellgrauen Aptychenkalkes in seinem Hangenden fast immer deutlich hervor, so daß er auch hier einen wichtigen Leithorizont beim Kartieren darstellt. Besonders die höheren Teile des roten Flaserkalkes können recht auffälligen Hangschutt oder auch Blockschutt bilden.

Die Ausbildung der Liegendgrenze der roten Flaserkalke wurde z.T. bereits im letzten Kapitel beschrieben (s.S. 75). Meist ist die Grenze Radiolarit/Flaserkalk sehr scharf. In 2180 m nördlich des Ochsentales östlich der Schütz Alpe folgt über

rotem Radiolarit noch eine vermittelnde 25 cm mächtige Folge dünnbankiger weinroter mergeliger Kieselkalke, die einige Rhynchoteuthen führt. Ihr entstammt

> Probe und Schliff 21/67: Der mergelreiche Kieselkalk zeigt eine feine primäre Schichtung in kalk- bzw. mergelreichere Partien. Durch recht intensive Flaserung, die besonders in den mergelreicheren Lagen ausgebildet ist, wird die Schichtung manchmal hervorgehoben, meist aber verwischt. Die Flaserung ist spätdiagenetisch nach der ältesten Kluftbildung und -verheilung mit Kalzit erfolgt. Die meisten Klüfte sind intensiv verfältelt, nur die jüngsten Klüfte sind nicht überprägt. An größere Fossil-Reste schmiegt sich die Flaserung an. Das Gestein enthält einige Bruchstücke von Lamellaptychen, wenige Crinoiden-Reste, Reste dünnschaliger Muscheln (?Posidonia alpina (GRAS)) und massenhaft Radiolarien. In den kalkigeren Lagen sind die Radiolarien stark, meist gänzlich, in Kalzit umgewandelt, eine primäre Struktur ist fast nie zu erkennen. In den tonreicheren Lagen sind die Radiolarien noch überwiegend körperlich erhalten. Es handelt sich bei ihnen fast ausschließlich um Spumellarien.

In den Gebietsteilen, in denen kein Radiolarit ausgebildet ist, können die roten Flaserkalke von Aufschluß zu Aufschluß sehr verschieden beginnen. Alle möglichen Übergänge von der "normalen" Entwicklung zu einer stark abgewandelten und oft sehr reduzierten Schichtfolge sind möglich, so daß die Korrelation z.T. erhebliche Schwierigkeiten bietet. Die am stärksten abweichenden Profile werden gesondert besprochen.

Am Spullersalp-Kopf entwickelt sich nahezu immer der rote Flaserkalk aus den Allgäu-Schichten. Hier ist er mit großer Wahrscheinlichkeit auch das zeitliche Äquivalent des Radiolarites. Möglicherweise sind auch schon zur Zeit der Jüngeren Allgäu-Schichten hier Rotkalke sedimentiert worden. Am Nord-Fuß der Roggalseite fanden sich in 2180 m einige Ammoniten-Reste in den Flaserkalken, die wegen starker diagenetischer Flaserung unbestimmbar waren. So muß für diesen Bereich die Frage offen bleiben, wann die Sedimentation der Rotkalke einsetzte.

Auch zwischen Spuller Gümple und Zürser See folgen die roten Flaserkalke meist direkt auf Allgäu-Schichten. Am ehemaligen Ausfluß des Zürser Sees schalten sich zwischen die typischen

Allgäu-Schichten und den roten Flaserkalk violette Mergellagen ein. Es wurde folgendes Profil aufgenommen:

Hangendes:	dichter hellgrauer sahniger Aptychenkalk
2,00 m	roter, t.w. etwas gelblicher mikritischer Kalk, in den vorwiegend in den tieferen Teilen einige bis zu 10 cm mächtige rote Kalkmergel-Bänder eingeschaltet sind.
0,40 m	weinrote Kalkmergel
1,60 m	weinroter gebankter dichter Kalk, in den wenige weinrote Mergelbänder eingeschaltet sind.
2,90 m	Wechsellagerung von weinroten bis rotgrauen, bis zu 20 cm mächtigen dichten Kalklagen, die recht wenig geflasert sind, mit geringmächtigen weinroten Kalkmergellagen. Die obersten 40 cm sind sehr mergelreich.
0,33 m	dunkler, rotgrauer Kalk. Geringe Flaserung.
0,35 m	violette Kalkmergel.
0,10 m	dichter grauer Kalk mit rotem Farbstich.
0,65 m	violette bis grauviolette Kalkmergel.
0,50 m	rotgrauer feinkörniger schwach geflaserter Kalk.
Liegendes:	Allgäu-Schichten, grüngrau, z.T. mit kleinen rötlichen Partien, feinkörnige Kalke mit recht hohem Tongehalt.

Die violetten Mergellagen im tieferen Teil des Profiles deuten darauf hin, daß dieser Abschnitt wahrscheinlich das Zeitäquivalent des Radiolarits ist, vgl. auch KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 186).

Sehr viel unschärfer als die Liegendgrenze ist die Hangendgrenze der roten Flaserkalke ausgebildet: es handelt sich um einen allmählichen Übergang in die hellgrauen mikritischen meist nicht geflaserten Aptychenkalke. Die Intensität der roten Farbe nimmt zum Hangenden meist ganz allmählich ab. Gleichzeitig verringert sich auch das Ausmaß der Flaserung. Der hangende hellgraue, mikritische Kalk ist bei typischer Ausbildung nicht oder nur sehr schwach geflasert.

Die roten Flaserkalke des Malm setzen sich aus einer meist mehrere Meter mächtigen Folge oft intensiv geflaserter mikritischer Rotkalke zusammen, die recht häufig Fossil-Reste führen. Besonders im tieferen Teil ist die Serie relativ gut gebankt, zum Hangenden verlieren sich die Schichtfugen, und der Kalk wird "massig". Die einzelnen Bänke sind im tieferen Teil meist dm-mächtig, können aber auch geringmächtiger (etwa 0,05 m im Durchschnitt) werden. Die Bankungs-Flächen sind meist sehr unregelmäßig und wulstig. Ob dies primär oder durch die Flaserung entstanden ist, läßt sich nicht entscheiden. Möglicherweise ist an bankexterne Subsolution im Sinne von HOLLMANN (1964, S. 43) zu denken. Die Querschnitte einiger Ammoniten-Steinkerne deuten darauf hin, da der hangende Teil dieser Steinkerne gekappt wurde. Eindeutige Nachweise für eine bankexterne Subsolution wurden aber nicht aufgefunden. Bankinterne Subsolution läßt sich dagegen in verschiedenen Schliffen roter Flaserkalke aufzeigen, die allerdings abweichenden Profil-Serien entstammen (s.S.105).

Die Kalke sind zum überwiegenden Teil intensiv rot gefärbt. Im Vergleich zum Unterlias-Rotkalk handelt es sich um Farbtöne, die keinen Stich ins Gelbe zeigen. Die Flaserzonen sind dunkler gefärbt. Als Ursache der Färbung müssen Hämatit und wohl auch Tonmineralien angesehen werden. Die chemischen Analysen ergaben, daß die Fe-Gehalte der roten Flaserkalke in der gleichen Größenordnung liegen wie bei den hellgrauen Aptychenkalken in ihrem Hangenden.

Intensiv rot gefärbte Hornstein-Knollen und -bänder sind an mehreren Lokalitäten in die roten Flaserkalke, besonders in ihren liegenden Teil, eingeschaltet. Die Grenzen der Hornstein-Knollen sind sehr scharf; wahrscheinlich handelt es sich bei diesen um diagenetische Bildungen. Die größten beobachteten Hornstein-Knollen fanden sich südwestlich des Formaletsch. Dort sind in den tiefsten Flaserkalk bis zu 50 cm lange und 20 cm dicke Knollen eingeschaltet.

In verschiedenen Höhen des Flaserkalk-Profils können auch recht mergelreiche Partien eingeschaltet sein. Vorwiegend finden sie

sich wiederum in dem tieferen Teil der Flaserkalke. Am Westhang des Gehrengrates sind z.B. im tieferen Teil des Profils 0,25 m weinrote Kalkmergel ausgebildet, in die dunkelrote Kalkknollen eingelagert sind. Das Kalk/Mergel-Verhältnis beträgt etwa 1:1, die Begrenzungen dieser Zone sind fließend.

Auf Entstehung und Erscheinungsbild der diagenetischen Flaserung ist JURGAN (1967, S. 69 ff. u. 1969, S. 473 ff.) ausführlich eingegangen. Seine Beobachtungen können auf die roten Flaserkalke des Malm der Spuller-See-Mulde übertragen werden. Es wurden folgende Beobachtungen an den Flaserkalken gemacht: die Flaserung ist spätdiagenetisch, da sie jünger als die älteste Klüftung ist. Sie durchsetzt die ältesten mit Kalzit verheilten Klüfte, die meist intensiv gefältelt und z.T. fast zerbrochen erscheinen. In der Breite variieren die Flaserungszonen sehr stark: neben haarfeinen treten auch mehrere cm-mächtige auf. Die stärkeren entstehen meist durch Zusammenschluß mehrerer geringmächtiger Flaserungszonen. Die Grenze zwischen diagenetisch geflasertem und nicht beanspruchtem Sediment ist unterschiedlich scharf: Besonders scharf erscheint sie oft bei etwa senkrecht zu ss verlaufenden Flaserungszonen und sehr unscharf ist sie in den Teilbereichen, in denen "Restknollen" nahezu parallel der Flaserung angegriffen wurden. Hier kann der Übergang fließend erscheinen. Zum Teil scheinen die Flaserungszonen im Sediment vorgezeichneten Inhomogenitäten bevorzugt zu folgen: z.B. sind oft die Ammoniten-Steinkerne von geflaserten Zonen begrenzt. Bei den Ammoniten sind besonders die inneren Windungen angegriffen und meist ganz zerstört. Zwischen dem Ausgangssediment und dem Ausmaß der diagenetischen Flaserung scheint ein Zusammenhang zu bestehen: die tiefsten Flaserkalke zeigen nicht nur die stärkste Flaserung, sondern enthalten anscheinend auch den höchsten Anteil HCl-unlöslichen Materials im unbeanspruchten Sediment. D. RICHTER (1965, S. 246) weist auf diesen Zusammenhang ebenfalls hin. Qualitative Untersuchungen stehen m.W. bisher aber noch aus. In den Flaserungszonen sind die HCl-unlöslichen Bestandteile angereichert und eingeregelt. JURGAN (1967, S. 72) gibt den $CaCO_3$-Gehalt in von ihm untersuchten Flaser-

kalken an. Danach ist dieser in den geflaserten Zonen etwa 20 - 30 % geringer. Besonders deutlich läßt sich die Wirkung der Flaserung erkennen, wenn Fossilreste, vor allem Crinoiden-Stielglieder, von der Flaserung erfaßt wurden: sie werden meist sehr scharf abgeschnitten, wobei die entstehende Grenzfläche nicht immer gerade sondern auch oft gewellt erscheint (Abb. 83, vgl. auch D. RICHTER 1965 u. PLESSMANN 1964).

Besonders im tieferen Teil der Folge können die roten Flaserkalke des Malm makroskopisch sichtbar Mangan führen. Diese Vorkommen sind nicht flächenhaft verbreitet und nur auf wenige dm der Gesamtmächtigkeit der Serie beschränkt. In allen Vorkommen ist die Mangan-Anreicherung auf wohlbegrenzte Zonen innerhalb des Gesteins beschränkt. Die Mn-Vererzung ist jünger als die Flaserung, nur Kalzit-Klüfte schneiden diese Zonen. Näher beschrieben sei ein Vorkommen, das dem Aptychenkalk-Profil in 2180 m nördlich des Ochsentales östlich der Schütz-Alpe entstammt:

> Probe und Anschliff 91/68 u. Schliff 102/65: dm-bankiger Flaserkalk aus dem tiefsten Teil der Folge. Der Kalk ist intensiv rot, mikritisch und enthält Foraminiferen, Ostracoden, Posidonia alpina, Crinoidenreste, unbestimmbare Fossilreste und viele, z.T. stark angegriffene Ammoniten. Besonders die inneren Windungen der Ammoniten sind zerstört. Die Flaserung ist recht intensiv, beschränkt sich jedoch auf wohldefinierte Zonen, die teils parallel zu ss, meist jedoch ± senkrecht dazu stehen. Die Ränder der geflaserten Bereiche sind meist scharf. Daneben durchziehen noch jüngere Drucksuturen den Kalk. Die makroskopisch sichtbare Mn-Führung ist ebenfalls auf scharf begrenzte Zonen beschränkt, die oft an Klüfte erinnern. Davon geht dendritenhaft eine Mn-Imprägnation in den Rotkalk aus. Die Mn-vererzten Zonen sind jünger als die Flaserung. Kalzitverheilte Klüfte durchschlagen ihrerseits noch die Mn-Vererzung. Chemische Analysen dieses Gesteins ergaben für die reichsten Bezirke 8,49 % Mn und 0,62 % Fe, für weniger reiche Teilbereiche 4,74 % Mn und 0,31 % Fe. Das Gesamtgestein dürfte einen noch kleineren Wert besitzen.
> Deutung: Die Herkunft des Mangan ist unbekannt. Die Imprägnation erfolgte spätdiagenetisch.

Verglichen mit der Mn- und Fe-Führung anderer roter Flaserkalke fällt auf, daß die Werte für Fe durchaus im Rahmen der durchschnittlichen Gehalte liegen, während die Mangan-Gehalte sonst weit unter 1 % liegen (s. Tab. 1). Das Eisen der untersuchten

Proben wird deshalb wohl primär im Rotkalk enthalten gewesen sein, während das Mangan zum weitaus überwiegenden Teil zugeführt worden ist.

Häufig sind synsedimentäre Aufarbeitungserscheinungen im tieferen Teil der Flaserkalk-Folge. Ihre Verbreitung ist in Abb. 9 dargestellt. Die Ausbildung der Horizonte mit Aufarbeitung kann in recht weiten Grenzen schwanken: die Größe und Rundung der aufgearbeiteten Komponenten, ihre Fazies und auch der Anteil von Matrix ist sehr unterschiedlich. Eine besonders polymikte Breccie fand sich etwa 1 km ESE des Pfaffeneggs im tieferen Teil des roten Flaserkalkes. Dieser Horizont wird hier über 1 m mächtig. Die Bankung der Gesteine ist schlecht. Die aufgearbeiteten Komponenten erreichen größte Durchmesser von etwa 10 cm. Ihre Rundung ist schlecht bis mäßig. Bei den Komponenten handelt es sich um rotgraue Echinodermen-Schuttkalke; violettstichige Filamentkalke (wohl aus Posidonia alpina); mikritische, fossilfreie rote Kalke, die schon eine ältere Klüftung zeigen; etwas nach Violett übergehende, rote mikritische Mikrofossilkalke; sehr viel kleinere Radiolaritbruchstücke, die aber nur untergeordnet auftreten. Die Matrix besteht aus Echinodermen-Schuttkalk und tritt in einem großen Teil des Gesteins stark zurück. Die Flaserung der Matrix ist intensiv, an die Komponenten schmiegt sie sich an. Die einzelnen Komponenten sind unterschiedlich alt, alle Gesteinstypen entstammen aber bestimmt dem tieferen Malm oder dem höchsten Dogger. Ursache dieser Aufarbeitungen sind wohl lokale Krustenbewegungen. SCHIDLOWSKI (1967) deutet im Sinne TOLLMANN's (1965) wohl vergleichbare Vorkommen als Folge der orogenen Unruhe, die durch die "jungkimmerische Phase" erzeugt worden sei. Über die Notwendigkeit, dafür den STILLE'schen Phasen-Begriff heranzuziehen, kann man m.E. streiten.

Im allgemeinen sind die roten Flaserkalke des Malm relativ fossilreich. Besonders die oft gehäuft auftretenden Punktat- und Lamellaptychen fallen sofort auf. Daneben ließen sich recht oft Belemniten und Rhynchoteuthen nachweisen, die aber nicht stratigraphisch ausgewertet werden konnten. An verschiedenen Lokalitäten fanden sich Ammoniten-Steinkerne im roten

Flaserkalk, stellenweise sogar massenhaft, die aber meist geflasert und deshalb nicht bestimmbar sind. In Dünnschliffen lassen sich neben den schon in der Anwitterung erkennbaren Resten großer Ammoniten oft sehr viele Schnitte kleiner Exemplare nachweisen.

Von den geborgenen Ammoniten konnte dennoch Prof. Dr. B. Ziegler wenigstens einige grob bestimmen. Aus dem Aptychenkalkprofil am DAV-Weg westlich des Gehrengrates stammt ein ?Lytoceras, das 10 cm über der Basis der roten Flaserkalke geborgen wurde. Ein Perisphinctide des Oberoxford-Untertithon wurde 1,75 m über dem Radiolarit gefunden. Im Hangschutt wurden hier mehrere Ammoniten gefunden, von denen folgende bestimmt werden konnten:

Aspidoceras (Pseudowaagenia) microplum OPPEL 1863
Ob. Oxfordium-Mittel Kimmeridgium
Perisphinctide (?Orthosphinctes)
Ob. Oxfordium-Kimmeridgium
dichtberippter Perisphinctode
Ob. Oxfordium-Unt. Tithon
Lytoceras (Thysanolytoceras) Dogger - Unterkreide

Im Schutt südlich HP 2404 W Pöngertlekopf wurde ein Perisphinctide aufgefunden. Aus den Vorkommen nördlich des Ochsentales östlich der Schütz Alpe stammt ein:

Lytoceras (Thysanolytoceras) Dogger - Unterkreide

neben mehreren anderen Perisphictiden, Lytoceraten und wenigen Phylloceraten. Diese Ammoniten entstammen alle Profilen, in denen wohlausgebildete Radiolarite das Liegende der roten Flaserkalke bilden.

Neben den erwähnten Fossilien sind besonders Crinoiden-Reste häufig im Gestein enthalten. Meist ist ihre charakteristische Porosität durch Imprägnation von Fe-Hydraten gut konserviert. Oft sind sie korrodiert. In der Mikrofauna überwiegen Foraminiferen.

Eine biostratigraphische Aussage über die Untergrenze der roten Flaserkalke des Malm ist nur für die Profile möglich, in denen Radiolarit ihr Liegendes bildet. Für die anderen Bereiche kann keine Angabe gemacht werden; z.T. scheinen dort die roten Fla-

serkalke schon früher einzusetzen (s.S.89). Eine stratigraphische Auswertung der oft gehäuft auftretenden Aptychen (GASIOROWSKI 1962) wurde nicht durchgeführt.Nach Ammonitenfunden beginnen die roten Flaserkalke mit großer Wahrscheinlichkeit im Zeitraum zwischen Ob. Oxfordium und Mittl. Kimmeridgium (s.S. 95). Diese Grenzziehung stimmt mit den Angaben W. QUENSTEDT's (1951, S. 59) überein. KOCH (1959, S. 64) fand an der Tritt-Alm in hellroten bis roten mergeligen Kalken, die etwa 1 bis 2 m über dem Radiolarit anstehen, ?Simoceras (det. K. Hofmann), so daß diese Gesteine dem Tithon angehören würden. Herr Prof. B. Ziegler (Berlin) begutachtete das Stück. Danach ist eine Bestimmung nur mit Zweifeln möglich. Es handelt sich jedenfalls nicht um Simoceras, möglicherweise aber um einen Nebrodites sp. Nebroditen treten vom Ob. Oxfordium bis zum Mittl. Kimmeridgium auf. Diese Serie wäre also gleich alt mit den roten Flaserkalken in der hier vertretenen Auffassung. Aus dem gleichen Horizont beschrieb KOCH außerdem Laevaptychus latus var. rimosa QUENSTEDT, der im Unt. bis Mittl. Malm auftreten soll, was ebenfalls für diese Einstufung spricht.

Die Obergrenze der roten Flaserkalke ließ sich biostratigraphisch nicht gut fixieren. Am West-Hang des Gehrengrates führen die tiefsten hellgrauen Aptychenkalke massenhaft Calpionellen. Sonst wurden Calpionellen erst in höheren Teilen des hellgrauen Aptychenkalkes nachgewiesen; so darf man wohl annehmen, daß die roten Flaserkalke höchstens bis ins untere Tithon reichen.

Hellgrauer Aptychenkalk

Über dem roten Flaserkalk des Malm folgt eine meist mehrere Meter mächtige Folge hellgrauer, mikritischer, oft Mikrofossilien führender Kalke, die schlecht gebankt sind. Ihre Ausbildung kann in gewissen Grenzen schwanken. Wenn auch große Unterschiede zu den typischen Aptychenkalken der zentralen Lechtaler Alpen bestehen, so erinnern sie doch oft stark daran.

Dieser hellgraue Aptychenkalk ist nahezu im gesamten Arbeitsgebiet verbreitet (Abb. 9) und tritt auch in den Profilen auf, die sonst sehr abweichend entwickelt sind.

Morphologisch treten sie fast immer stark hervor. Sie bilden den oberen Teil der Steilstufe, an deren Aufbau außerdem noch der Radiolarit und die roten Flaserkalke beteiligt sein können. Da sie nur relativ geringmächtig sind, spielen sie als Gipfelbildner hier keine große Rolle. Sie zerfallen meist zu Blockschutt.

Die Grenze gegen die roten Flaserkalke in ihrem Liegenden ist sehr fließend (s.S.90). Selten folgen diese hellen Aptychenkalke in stark abweichenden Profilen sofort über Gesteinen, die makroskopisch als Allgäu-Schichten angesprochen wurden. In diesen Profilen ist die Grenze viel akzentuierter (s.S.107). Eine biostratigraphische Fixierung ihrer Untergrenze ist nur schlecht möglich, sie liegt wohl im tieferen Tithon.

Die Obergrenze der hellgrauen Aptychenkalke ist lithologisch sehr unterschiedlich ausgebildet und kann von Profil zu Profil variieren. Es können zwei grundsätzlich unterschiedliche Ausbildungen festgestellt werden:

1. die hangenden Gesteine folgen kontinuierlich auf den hellgrauen Aptychenkalk,
2. zwischen den hellgrauen Aptychenkalken und den nächst hangenden Gesteinen ist eine Diskontinuität zu beobachten (nur in der Umbegung des Zürser Sees).

Die Schichtserie des hellgrauen Aptychenkalkes setzt sich zum überwiegenden Teil aus hellgrauen, manchmal etwas grünlichen Kalken zusammen, die immer sehr feinkörnig sind. Oft ist das Gestein sehr fossilreich, an anderen Stellen fehlen selbst Aptychen vollständig. Die Bankung ist meist sehr schlecht, so daß gebietsweise der Eindruck entsteht, daß die Serie aus einer einzigen Bank besteht. Kleinere Drucksuturen durchziehen meist das Gestein, Flaserung tritt nicht auf.

Auch im hellgrauen Aptychenkalk können engbegrenzte Gebiete eine makroskopisch sichtbare Vererzung zeigen. Nördlich des

Zürser-Sees ist der mittlere Teil des hier recht reichlich Crinoidenreste führenden Aptychenkalkes von dunkelbraunen Klüften durchzogen. Von ihnen geht eine Imprägnation in das Nachbargestein aus. Eine besonders reiche Probe enthielt 6,90 % Fe und 10,26 % Mn. Diese Vererzung ist auf wenige dm der Schichtfolge beschränkt und sicher spätdiagenetisch.

An einigen Lokalitäten treten besonders im höheren Teil des hellgrauen Aptychenkalkes kleine Hornsteine auf, meist dunkelgrau und gelblich anwitternd; nur bei 2180 m nördlich des Ochsentales östlich des Schütz Alpe führen die obersten 110 cm des hellgrauen Aptychenkalkes massenhaft vorwiegend rote und seltener grüne, eckige Hornsteine. Dem höheren Teil entstammt:

> Probe und Schliff 25/67 (Abb. 79): Es handelt sich um einen hellgrauen mikritischen Aptychenkalk, in den ältere etwas dunkler gefärbte Mikrite und rote eckige Hornsteine resedimentiert wurden. Relativ wenig Matrix. Einige Foraminiferen sind in ihr zu erkennen. Die Bruchstücke der roten Hornsteine sind z.T.unregelmäßig pigmentiert, die intensivste Färbung zeigen sie im zentralen Teil. Einige undeutliche runde Querschnitte können von umkristallisierten Radiolarien herrühren. Am Rand der Hornsteine und entlang einiger Klüfte in den Hornsteinen ist die feinkörnige Kiesel-Grundmasse zu größeren Quarzkristallen rekristallisiert. Im Gestein sind einige Chlorit-Fetzen enthalten.

Vielerorts ist der hellgraue Aptychenkalk reich an Fossilien. Neben Crinoiden-Stielgliedern, die besonders in dem höheren Teil des Aptychenkalkes im Ostteil des Gebietes aufgefunden wurden, fallen besonders Aptychen auf. Eine recht reiche Mikrofauna ließ sich durch Ätzen mit schwacher Essigsäure aus dem obersten Aptychenkalk des Zürser-See-Gebietes gewinnen. Ein Schliffbild dieses Kalkes zeigt Abb. 80.

> Probe und Schliff 43/64 (Abb. 80): Entstammt dem höheren Teil des hellgrauen Aptychenkalkes vom NW Ufer des Zürser-Sees (etwa 10 m überhalb des Seespiegels). Der Aptychenkalk ist ein hellgrauer, mikritischer nicht geflaserter Kalk. Leichte synsedimentäre oder frühdiagenetische Zerbrechung z.T. sichtbar. Sehr fossilreich: reichlich Calpionella alpina LORENZ. Lamellaptychen, Crinoiden-Reste, die meist rekristallisiert sind, Foraminiferen. Teilweise sind noch mehrere Crinoiden-Platten in ihrem ursprünglichen Zusammenhang. Kleine rundliche Pyrit-Aggregate stellenweise sehr häufig, etwas Glaukonit. Einige Drucksuturen und mit Kalzit verheilte Haarrisse.

Die herausgelöste Fauna setzt sich aus verschiedenen Fischzähnen, einem Fischwirbel, Foraminiferen (rotaliide Formen, Lageniden, unregelmäßig zusammengerollte röhrenförmige Formen, die wohl vom primitiven Foraminiferen stammen dürften) und Holothurien zusammen. Außerdem gelang es, Calpionellen fast gänzlich freizulegen (S.120).

Die Betrachtung einer Bruchfläche dieser Probe im Oberflächen-Rasterelektronenmikroskop ergab, daß die Matrix dieser Probe zum großen Teil aus verschiedenartigen Coccolithen aufgebaut wird. Viele Coccolithen sind überhaupt nicht zerbrochen. Die Abb. 81 zeigt eine leider technisch nicht einwandfreie Aufnahme dieser Coccolithen. Inwieweit dieser Befund für die Gesamtheit der hellgrauen Aptychenkalke verallgemeinert werden kann, muß offenbleiben.

Bathymetrisch wichtig erscheinen mehrere Funde von (stratigraphisch allerdings nicht auswertbaren) Ammoniten-Querschnitten im hellgrauen Aptychenkalk. Diese Funde wurden an verschiedenen Lokalitäten des bearbeiteten Gebietes gemacht (s.Abb. 9). Sie entstammen alle dem höheren Teil des hellgrauen Aptychenkalkes meist etwas abweichender Ausbildung. Einige Schliffe seien im folgenden beschrieben.

Probe und Schliff 82/67 (Abb. 82): Enstammt dem höheren Teil des hellgrauen Aptychenkalkes westlich des Spuller Sees an der "Fischerhütte". Es handelt sich um hell- bis mittelgrauen mikritischen Kalk, der schon makroskopisch viele große Ammonitenreste zeigt. Im Schliff erkennt man sehr geringe Flaserung und wenige Drucksuturen. Das Gestein ist extrem fossilreich: Lamellaptychen verschiedener Größe, deren Struktur z.T. sehr gut erhalten ist, Foraminiferen und andere Fossilreste, gehäuft aber Ammoniten-Querschnitte, teils sehr kleine Exemplare, teils mehrere cm große Ammoniten mit Kammerscheidewänden. Die Schalen sind stellenweise aufgelöst oder umkristalisiert. Die Füllung der einzelnen Kammern zeigt oft Geopetalgefüge. Das Gestein ist von einigen mit Kalzit verheilten Haarrissen durchzogen.

Probe und Schliff 42/66: Höchster hellgrauer Aptychenkalk, etwa 1 m unter der Basis der Kreideschiefer vom N-Hang der Ob. Grätlisgrat-Spitze. An Drucksuturen grenzen sehr unterschiedliche Gesteinstypen aneinander: einerseits Schillkalk, der vorwiegend aus Crinoiden-Resten und Apty-

chen aufgebaut ist und sehr wenig Matrix enthält, andererseits hellgrauer Mikrit, der reichlich Fossilien führt: Ammoniten, Aptychen, Crinoiden, Schnecke , Seeigelstachel und Holothurien. Die Ammoniten zeigen wiederum teilweise Geopetalgefüge.

Probe und Schliff 31/64 aus sehr geringmächtigem, hellgrauem, manchmal etwas gelblichem Aptychenkalk NW der Roggal-Spitze nördlich des Stollenaustrittes. Es handelt sich um einen fossilreichen Mikrit, in dem mikrofossilleere, etwas dunklere Mikrite als Resediment enthalten sind. Der fossilreiche Kalk enthält Foraminiferen, besonders reichlich Globigerinen, Ostracoden, Crinoidenreste, Aptychen und mehrere Ammoniten-Querschnitte. Die Kammerscheidewände der Ammoniten sind gut erhalten. Mehrere gelbbraune feinlaminierte "Blumenkohl-Strukturen" sind in dem Mikrit vorhanden, es handelt sich wohl um anorganische Bildungen.

Globigerinen, wie sie massenhaft im hellgrauen Aptychenkalk NW der Roggal-Spitze aufgefunden werden (s. oben), fehlen sonst im Aptychenkalk. Relativ häufiger führt der mikritische Kalk dagegen Radiolarien und Calpionellen. In den basalen Teilen des hellgrauen Aptychenkalkes wurden Calpionellen nur am W-Hang des Gehrengrates aufgefunden, sonst treten sie meist erst in höheren Teilen der Serie auf oder fehlen vollständig.

Probe und Schliff 120/68: Entstammt dem tiefsten hellgrauen Aptychenkalk am Weg westlich des Gehrengrates. Es handelt sich um einen hellgrauen, etwas ins Gelbliche getönten Mikrit, der massenhaft Calpionella alpina führt. Daneben sind einige wenige Ostracoden, Crinoidenreste und unbestimmbare Schalenreste im Sediment. Das Gestein ist von vielen sehr feinen kalzitverheilten Haarrissen durchzogen. Keine Flaserung.

Abweichende Profile des Oberjura/Unterkreide-Zeitraumes

Von der beschriebenen "normalen" Entwicklung des Oberjuras, deren schönste Profile am West-Hang des Gehrengrates aufgeschlossen sind, weicht in weiten Teilen des Kartiergebietes die Ausbildung der Gesteine des Oberjura/Unterkreide-Zeitraumes im Ganzen oder in Teilbereichen der Schichtfolge mehr oder weniger stark ab. Es zeichnet sich hierin wohl ein ausgeprägtes Relief des Ablagerungsraumes ab. Im folgenden seien einige typische bzw. besonders stark abweichende Profile etwas näher beschrieben. Da kleinere Variationen in der Gesteinsausbildung

bzw. der Schichtfolge nahezu von Profil zu Profil nachweisbar sind, kann diese Zusammenstellung keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Profile südlich und südwestlich des Pöngertle-Kopfes

Allein südlich und südwestlich des Pöngertle-Kopfes wurden fünf Profile aufgenommen, die eindrücklich die Veränderung der Schichtfolge auch innerhalb kleiner lateraler Entfernungen zeigen (Abb. 13). Da die Tektonik dieses Gebietes einfach und überschaubar ist, kann angenommen werden, daß die aufgenommenen Profile auch primär alle innerhalb etwa 500 m Entfernung lagen. Nach Westen stellt sich rasch wieder die "normale" Schichtfolge ein. Schon südwestlich des HP 2404 m gleicht die Folge des Oberjuras exakt der Ausbildung am W-Hang des Gehrengrates (mit mehreren Metern Radiolarit). Nach Osten stellt sich erst östlich des Gehrengrates wieder Radiolarit ein. Vom Gehrengrat selbst beschrieben KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) die Schichtfolge.

Profil 1. In diesem Profil sind über den Allgäu-Schichten violettrote und violette Mergel mit einigen Kalkbänken und wenigen roten Radiolarit-Schnüren entwickelt. Es schließt sich eine über 6,30 m mächtige Folge aus rotem Flaserkalk und hellgrauem Aptychenkalk an. Im tieferen Teil dieser Serie zeigen einige Horizonte starke Aufarbeitungserscheinungen. Ihnen entstammt

Probe und Schliff 30/64 (Abb. 83): Die Matrix besteht aus pelitischem mergelreichem dunkelrotem Kalk, der t.w. durch Fe-Verbindungen dunkelbraun gefärbt ist. Flaserung und Drucksuturen sind ausgebildet. Die Matrix enthält viele Fossilreste: Crinoidenstielglieder, deren primäre Porosität oft durch Fe-Verbindungen imprägniert und deutlich sichtbar ist, dünnschalige Muschelreste, die z.T. gehäuft in der Matrix auftreten, meist aber nur untergeordnet vorkommen, Aptychen (meist ist auch ihr Internbau deutlich zu erkennen), Belemniten und div. Foraminiferen. In der Matrix sind verschieden große - bis über 3 cm große - resedimentierte Komponenten erhalten. Die Begrenzungen dieser Komponenten deuten z.T. auf chemische Korrosion. Unter den Resedimenten finden sich Radiolarite, Filamentkalke und dichte Kalke. Die Radiolaritbruchstücke sind immer sehr klein, sie zeigen eine ältere intensive Klüftung. Alle Radiolaritbruchstücke sind rot. Die Filamentkalke bestehen fast ausschließlich aus dicht gepackten zertrümmerten

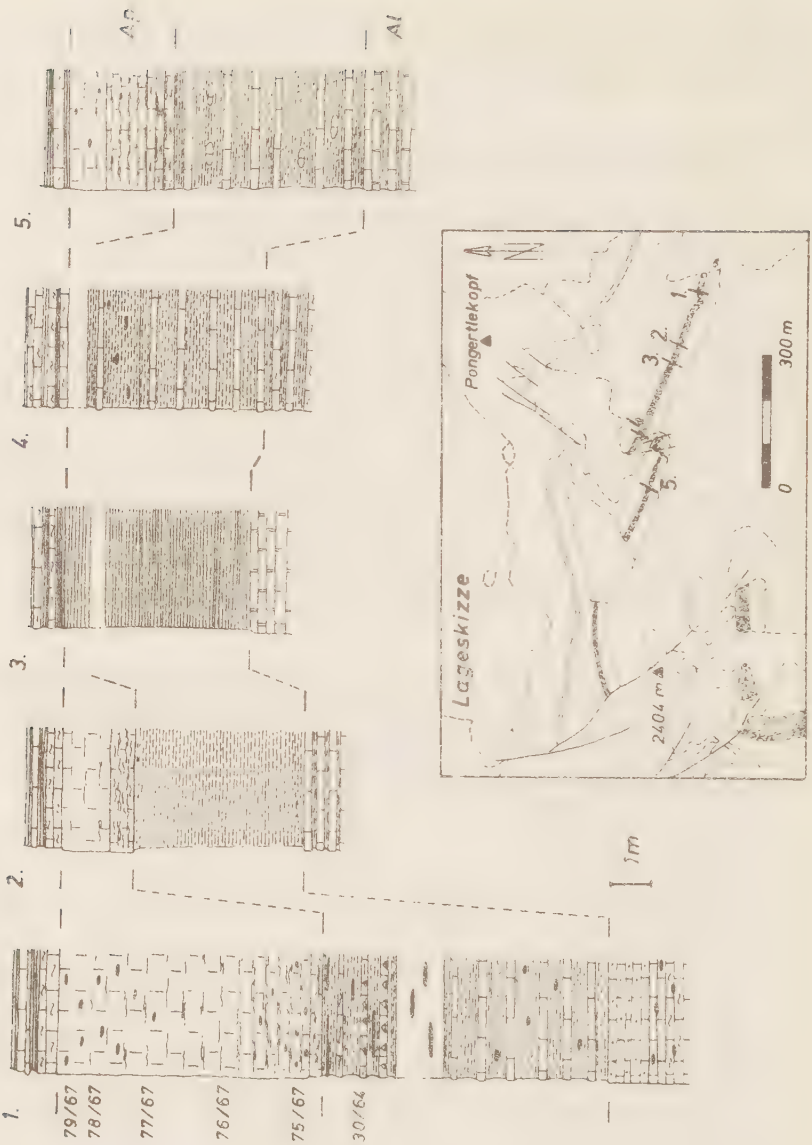


Abb. 13: Profile durch den Oberjura südlich des Pöngertle-Kopfes.

Schalenresten von Posidonia alpina. Die Ausrichtung der Filamente ist oft sehr schlecht. Zwischen den einzelnen Schalenresten ist sehr selten etwas Matrix eingeschaltet. Die dichten Kalke sind grau, rotgrau oder (untergeordnet) auch rot. Einige führen Mikrofossilien. Eine ältere Flaserung und t.w. auch ältere Drucksuturen sind nachweisbar. Die diagenetische Flaserung des Gesamtgesteins ist intensiv: Fossilreste sind oft stark korrodiert (z.B. der Belemnit mit sekundärer Umkristallisation in Abb. 83). Deutung: während langsamster autochthoner Sedimentation wurden durch Sedifluktion (Rud. RICHTER, 1952) ältere schon verfestigte Gesteinsbruchstücke, die möglicherweise z.T. auch chemisch korrodiert sind, in dieses Gebiet mit Mangelsedimentation transportiert und abgelagert.

Profil 2. Schon im nächsten Profil ist die Ausbildung der Folge stark abgeändert: über 4,20 m violetter Mergel ohne Anzeichen von Aufarbeitung folgen 0,60 m schlechtgebankte rote Flaserkalke, dann 1,20 m feine hellgraue Aptychenkalke.

Profil 3. In diesem Profil treten weder rote Flaserkalke noch hellgraue Aptychenkalke auf. Über knapp 4 m violett- bis rostrote Schiefertone (möglicherweise handelt es sich um eine sekundäre Entkalkung von Mergelschiefern) folgen sofort relativ kalkarme "Kreideschiefer".

Profil 4. In die violetten Mergel schalten sich violettgraue etwa 10 cm bankige Kalke ein und im höheren Teil der Folge einige violettstichige und grüne Radiolaritlinsen. Flaserkalke bzw. hellgraue Aptychenkalke sind nicht ausgebildet.

Profil 5. In diesem Profil treten über violetten Mergeln mit Kalklagen und violettgrauen mergelreichen Kalken wieder rote Flaserkalke und 0,90 m typische hellgraue Aptychenkalke auf.

Profil im Nord-Hang der Plattnitzerjoch-Spitze (1970 m)

Diese Ausbildung (s. Abb. 10) hat mit der Schichtentwicklung südlich des Pöngertle-Kopfes große Ähnlichkeit, und so mag sich vielleicht eine SE-NW streichende Zone gleichartiger Sedimentation andeuten.

Über Allgäu-Schichten folgen zuerst 2,70 m rötlichgraue und untergeordnet auch grünliche dünnbankige Kalke, dann 0,40 m weinrote Mergel. Ihr Hangendes bilden dichte Kalke, die an der Basis noch rötlich, sonst aber hellgrau sind und fast keine Flaserung zeigen. Daran schließen sofort typische Kreideschiefer an, die nur in ihren tiefsten dm noch dunkelgraue schmutzige Kalke enthalten.

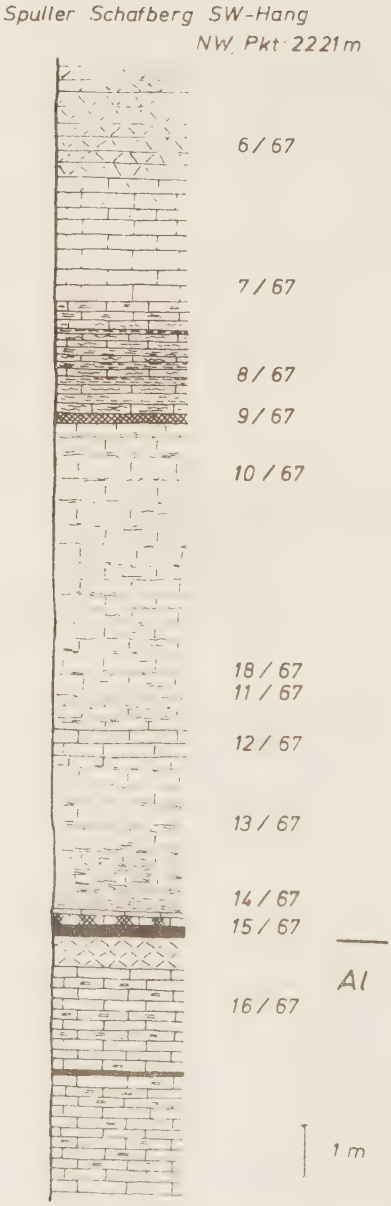


Abb. 14: Profil des Oberjura im Südwest-Hang des Schafberges.

Profil im Südwest-Hang des Schafberges nordwestlich HP 2221 m

Sehr abweichend ist die Ausbildung des Oberjura am Schafberg. Eine Parallelisierung mit anderen Profilen ist nur für den hangenden Abschnitt leicht möglich (Abb. 14).

Im tieferen Teil schalten sich zwei dünne Radiolarit-Lagen in eine sonst rein kalkige Entwicklung ein: zum Hangenden schließt sich eine leicht vererzte Bank (Fe 3,71 %, Mn 1,12 %) an, die von rostroten Mergeln und dann von roten Flaserkalken überlagert wird. Es folgt dichter rötlicher Kalk fast ohne Flaserung und wiederum etwa 6 m roter Flaserkalk, der im tieferen Teil (im Profil nicht dargestellt) korrodierte und mit dunklen Krusten belegte graue "Kalkgerölle" enthält. Zum Hangenden verliert die Flaserung an Intensität. Dem tieferen Teil dieser Folge entstammt:

Probe und Schliff 11/67 (Abb. 84 u. 85): In dunkelroter geflaserter Kalkmatrix sind einige chemisch korrodierte ältere Gesteinskomponenten eingebettet, die von einer dünnen braunen Kruste umgeben sind. Die Komponenten erreichen etwa 10 cm Größe. Sie bestehen aus mittelgrauen dichten nicht geflaserten fossilreichen Kalken (Crinoiden-Reste, Foraminiferen, Ostracoden, Filamenten und unbestimmbare Reste), die durch einige mit Kalzit verheilten Klüften durchzogen sind. Zum Rand sind die Kalkknollen gebleicht und ganz am Rande oft sekundär gerötet. Stellenweise sind die Knollen durch Organismen angebohrt, die Bohrgänge sind mit dunkelbrauner Matrix und einigen Kalzit-Kristallen gefüllt. Um die Knollen ist eine bis zu 2 mm mächtige dunkelbraune Kruste ausgebildet, in der organische Strukturen erkennbar sind: es handelt sich um kalzitische meist mehr oder weniger geschlossene kreisförmige bis elliptische Querschnitte und langgezogene röhrenartige Schnitte. Eingebettet sind diese umkrusteten Knollen in einer mikritischen, leicht mergeligen dunkelroten Kalkmatrix mit Filamenten, Foraminiferen und ?umkristallisierten Radiolarien. Die Matrix ist geflasert, oft ist auch durch die Flaserung die dunkelbraune Kruste zerstört worden, z.T. Faserkalzitbildung am Rande der Knollen. Das ganze Gestein ist durch mit Kalzit verheilte Haarrisse und kleine Spalten durchzogen. Noch jüngere kleine Beanspruchungen sind nachweisbar.
Deutung: Es läßt sich folgende genetische Abfolge aufstellen: 1. verfestigter schon geklüfteter Kalk wurde isoliert, ?transportiert, chemisch korrodiert (Subsolution sensu HOLLMANN) und gebleicht, Organismen bohrten ihn stellenweise an. 2. Organismen umgaben die entstandenen Knollen mit einem lockeren Röhrengewebe, in dessen Hohlräume Fe-Mn-Verbindungen abgelagert wurden. 3. Die umkrustete Knolle wurde in einen roten Kalkschlamm eingebettet und vom Rand sekundär gerötet. 4. Das Bindemittel wurde geflasert. 5. Das gesamte Gestein wurde etwas geklüftet.

Dieses Erscheinungsbild kann durch einen Wechsel von Sedimentation, Sedimentationsunterbrechung und Subsolution erklärt werden. Auf eine Zeit, in der Kalk sedimentiert wurde, folgt ein Abschnitt, in dem Subsolution herrscht, anschließend müssen die korrodierten Knollen während einer längeren Sedimentationsunterbrechung frei gelegen haben, so daß sie von einer Kruste umgeben wurden, an deren Aufbau Organismen beteiligt waren, bevor sie während erneuter Kalksedimentation endgültig eingebettet wurden.

Über diesem Flaserkalk folgt ein 20 cm mächtiger Horizont aus schwarzbraunen mürben Mergeln, die makroskopisch vererzt erscheinen (Al: 5,10 %; Fe: 8,30 %; Mn: 5,42 %); dann etwa 2 m rötlichgraue Kalkbänke und -knollen und wenige Meter grauer dichter Aptychenkalk, der in Echinodermen-Schuttkalk mit eingelagerten Feinbreccien übergeht, die schon der Unterkreide angehören dürften. Daraus:

Probe und Schliff 6/67: Graugelbe Feinbreccie, starke Flaserung zwischen den Komponenten. Erkennbar sind Komponenten aus Posidononienkalk und aus Kalk der Saccocoma-Fazies, daneben noch andere dichte Kalke. 1 Calpionelle in Grundmasse? In den Flaserungszonen oft Faserkalzit; dieser teilweise nur an den Rändern der aufgerissenen Zonen und in der Mitte Quarzneubildungen, die oft ebenfalls Fasern bilden. Etwas Pyrit.

An diesem Profil ist die große Mächtigkeit der roten geflaserten Kalke und vor allem ein zweiter Horizont mit offensichtlich stark verlangsamter Sedimentation (8/67) auffallend.

Gebiet des Stierloch-Joches

An der Ravensburger Hütte und südlich des Stierloch-Joches liegt der Oberjura wiederum in sehr abweichenden Ausbildungen vor. Allen Profilen dieser Gegend fehlt Radiolarit, Manganvererzungen sind häufig, alle sind geringmächtig. Der Übergang in die Kreideschiefer ist immer konkordant.

Profil Schafleger

Eine Darstellung dieses Profiles ist auf Abb. 10 gezeichnet. Besonders auffällig und von den bisher beschriebenen Profilen abweichend ist die Entwicklung unterhalb der 50 cm mächtigen Lage aus vorwiegend grünem Radiolarit: sie setzt sich aus rosa gefärbten und aus roten geflaserten Kalken und Mergelkalken

zusammen. Ob die Parallelisierung mit den Allgäu-Schichten, wie auf Abb. 10 dargestellt, zutreffend ist oder nicht, kann nicht sicher entschieden werden.

Gebiet des Spuller Gümple

Nördlich des Spuller Gümple ist die Schichtfolge des Oberjura sehr geringmächtig. Radiolarit ist nicht ausgebildet und die roten Flaserkalke des Malm treten stark zurück.

Profil nahezu südlich des Mahdloch-Joches (östlich des Grates)

Nördlich der Ob. Wildgruben Spitze findet sich ein äußerst geringmächtiges Oberjura-Profil (Abb. 15). Über etwa 25 cm-bankigen Allgäu-Schichten, die t.w. sehr viele Hornsteine führen, folgen sofort 1,40 m schlecht gebankte dichte hellgraue Kalke, die einen Stich ins Gelbliche aufweisen können. Zum Hangenden ist das Gestein sehr unregelmäßig leicht vererzt (wohl Mangan). Diese Vererzung ist eng begrenzt und an Fugen im Gestein gebunden. Im obersten Teil führt der Kalk viele Fossilreste. Die Grenze gegen die hangenden Schiefer der Kreide ist besonders stark vererzt und unregelmäßig gewellt (vgl. Abb. 93). Radiolarit und auch rote Flaserkalke fehlen vollständig.

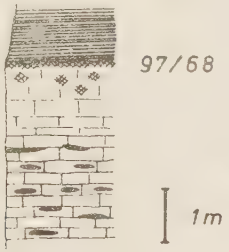


Abb. 15: Profil des Oberjura südlich Mahdloch Joch (2450 m).

Profil im Bachbett zwischen "Oberen Boden" und Zürser-See (2270 m)

Sowohl am W-Rand des "Oberen Bodens" als auch zwischen "Oberen Boden" und Zürser-See zeigen die Oberjura-Profile grobklastische Kalksedimente. Aufgeführt sei ein Profil, das in 2270 m im Bachbett westlich des Zürser-See aufgenommen wurde.

Hangendes: mehrere Meter hellgrauer Aptychenkalk mit vielen Crinoiden-Stielgliedern und Aptychen. In der Ausbildung gleicht er oft dem Aptychenkalk, wie er in Abb. 80 dargestellt ist.

etwa 5,00 m vorwiegend roter bis rotgrauer Filamentkalk. Daneben treten auch graue Varianten und sehr mergelreiche intensiv rote Kalke mit vielen Crinoidenresten auf. Die Crinoiden-Stielglieder sind oft noch zusammenhängend. In Schliffen zeigt ein Teil dieser Folge starke spätdiagenetische Flaserung; die Crinoiden-Reste sind angelöst. Die Filamente finden sich in nicht geflaserten Zonen. Einzelne Hellglimmer und z.T. recht viele kleine nicht gerundete Quarzkörner sind nachweisbar.

5,50 m Breccie mit dichter Packung der Komponenten. Diese Lage ist recht gut gebankt, die Bankmächtigkeiten betragen oft mehrere dm. Die Bankungsflächen sind mit mergelreicher Matrix belegt.

0,60 m gebankte mergelreiche dunkelrote Kalke mit wenigen Geröllen, die weit zerstreut in der Matrix liegen und sich nicht berühren.

0,70 m Breccie, dicht.

0,50 m wie unter 0,60 m beschrieben.

2,20 m Breccie mit dichter Packung der Komponenten. Im unteren Teil einige rote Hornsteine. Die Komponenten können über 10 cm Durchmesser erreichen. Bankung ist nur angedeutet.

0,80 m nicht aufgeschlossen.

1,20 m Breccie mit dichter Packung der Komponenten. Wenig dunkelrote Matrix. Rote unregelmäßig geformte Hornsteine. Die Serie ist nicht gebankt. An der Basis steht etwa 30 cm nicht brecciöser roter geflaserter Kalk an.

Liegendes: Allgäu-Schichten, ohne Schieferzwischenlagen, mit relativ vielen Hornsteinen.

Bei dieser grobklastischen Schichtfolge handelt es sich eindeutig um untermeerische Sedifluktions-Bildungen (Rud. RICHTER 1952). Für diese Deutung sprechen vor allem:

1. Die Breccien mit einer sehr dichten Packung der Komponenten. Die einzelnen Komponenten dieser Lagen scheinen zum Teil noch plastisch gewesen zu sein, der überwiegende Teil der Komponenten zeigt aber Anzeichen dafür, daß die aufgearbeiteten Gesteine schon diagenetisch verfestigt waren. Sie zeigen ältere Klüftung und z.T. auch Anbohrungen der Komponenten. Das Alter der Komponenten ist im einzelnen nicht feststellbar - den lithologischen Typen nach scheinen aber alle Komponenten dem höheren Jura anzugehören. Die Zurundung der einzelnen Gerölle ist sehr unterschiedlich, z.T. sind die Stücke nicht einmal kantengerundet, andere dagegen sind deutlich gerundet - chemische Korrosion mag z.T. beteiligt gewesen sein. Einige Bänke mit dichter Packung der Breccien-Komponenten zeigen eine recht ausgeprägte Gradierung. Die dunkelrote Matrix ist stark geflasert.
2. Die Bänke mit einem sehr hohen Anteil mergelreicher Matrix, in der nur vereinzelt Breccien-Komponenten schwimmen, die sich gegenseitig nicht berühren. Gerölle einer dieser Lagen zeigen deutliche Spuren von biogener Anbohrung.

Probe und Schliff 43F/66 (Abb. 86 u. 87): In einer mergelreichen stark geflaserten dunkelroten Matrix schwimmen vereinzelt einige korrodierte und angebohrte fremde Gesteinsbrocken. Diese Brocken sind meist gut "gerundet". Es handelt sich einerseits um einen hellgrauen Mikrit, der keine Fossilreste enthält, und andererseits um einen roten Biomikrit mit vielen Crinoiden-Stielgliedern, deren primäre Porosität durch Fe-Lösungen imprägniert und so gut sichtbar ist; Ostracoden und einige Foraminiferen. Diese Komponenten zeigen Spuren organischer Anbohrung: der hellgraue Mikrit ist vor allem von Pilzen angebohrt, deren Bohrkanäle durch dunkelbraunes Pigment verfüllt sind; außerdem erkennt man Anbohrungen durch größere Organismen. Der rote Biomikrit ist von ?Würmern angebohrt. Die Löcher selbst lassen sich in dünne "Fraßgänge" und "Ruhekammern" untergliedern. Die Füllung der Löcher besteht zum großen Teil aus dunkelbraunem sehr feinem Material, in dem einige größere durchsichtige Kalzit-Kristalle eingebettet sind. Die Wände der Bohrlöcher sind ebenfalls mit einem dünnen Kalzitbelag versehen. Die Flaserung der Matrix scheint in den Gebieten, wo sie parallel zu den älteren Komponenten verläuft, schon in die Komponenten

einzugreifen: mehrere Bohrlöcher sind durch die Flaserung überprägt. Im Druckschatten ist stellenweise Faserkalzit auskristallisiert. In der Matrix schwimmen auch viele Crinoiden-Stielglieder (Abb. 87), deren Gitterwerk durch dunkelbraune Lösungen imprägniert ist. Zum überwiegenden Teil zeigen sie eine interne Korrosion. Die Hohlräume sind ebenfalls mit dunklem Pigment gefüllt. Um diese internen Hohlräume ist eine dünne umkristallisierte Lage. Nach JURGAN (1967, S. 43) stellen Korrosion, Isolation und Imprägnation Marken dar, "die die Subsolution setzt und an denen sie zu erkennen ist". Diese Crinoiden-Stielglieder wären also wohl ebenfalls umgelagerte Reste eines durch Subsolution zerstörten Sedimentes.
Deutung: Durch Sedifluktion wurden teilweise noch plastische, teilweise schon verfestigte und oft korrodierte Gesteinsstücke und Crinoiden-Reste umgelagert.

Herkunftsgebiet und Schüttungsrichtung konnten nicht ermittelt werden.

Aus dem Tithon der subalpinen Ketten Frankreichs beschrieb J. REMANE (1960, S. 75 ff.) vergleichbare Bildungen und geht in diesem Zusammenhang näher auf ihre Genese ein.

Profil Steinbruch Zürs

Zum Vergleich wurde die Schichtfolge im Steinbruch von Zürs aufgenommen (Abb. 16). Dieser Aufschluß wurde bereits von KRAUS (1949, S. 53) eingehend beschrieben. Auch hier liegt der Oberjura teilweise in recht abweichender Ausbildung vor. Durch kleinere Störungen und teilweise Schuttüberdeckung bedingt, konnte kein durchgehendes Profil gewonnen werden.

Unter der Schichtfolge des Oberjura fanden sich im nördlichen Teil des Steinbruchs Allgäu-Schichten. Der Kontakt zu den hangenden Schichten ist nicht aufgeschlossen, so daß nicht sicher entschieden werden kann, ob hier noch Radiolarit - wenn auch nur sehr geringmächtig wie nordwestlich Zürs - ausgebildet ist oder ob er primär fehlt wie am Flexen-Paß. Möglicherweise ein Zeitäquivalent des Radiolarits oder sonst des tiefsten Flaserkalkes des Malm liegt in der im folgenden beschriebenen 1,50 m mächtigen Schichtfolge vor:

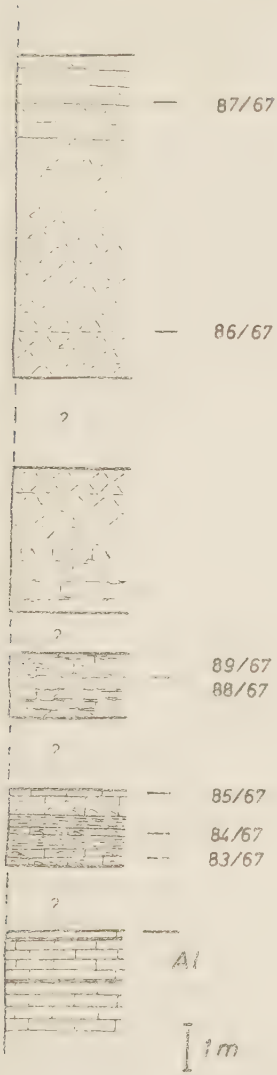


Abb. 16: Oberjura-Profil im Steinbruch Zürs.

oben: 0,10 m dunkelfleischroter, mikritischer Kalk mit vielen Mikrofossilien und einigen Rhynchotheuten. Schwache diagenetische Flaserung: tiefster eindeutiger Flaserkalk des Malm (85/67)

0,40 m dunkelroter bis grauroter Filamentkalk übergehend in mikritischen Kalk mit Fossilresten

0,30 m dunkelrote bis graugrüne Kalkmergel mit feiner Hellglimmerstreuung auf ss und dünne Zwischenlagen aus Filamentkalk

0,08 m grauer Filamentkalk mit Echinodermendetritus und Fischzähnen (84/67)

0,10 m dunkelrote und untergeordnet grüne Kalkmergel

0,08 m dunkelroter Filamentkalk

0,10 m dunkelrote und wenige graugrüne Kalkmergel

unten: 0,40 m dunkelroter bis graugrüner Filamentkalk. Zum Hangenden überwiegen die grauen Farben und das Gestein wird mergeliger (83/67)

Die Kalkmergel des beschriebenen Profilausschnittes zeigen alle schichtungsparallel eine feine Hellglimmer-Streuung und führen einige grüne Mineralkörner, bei denen es sich wohl um Glaukonit handelt. In den roten Kalkmergeln treten bis zu 2 cm große grüne Reduktionshöfe auf, deren Zentrum z.T. dunkel, fast schwarz ist.

Filamentkalke wurden in anderen Profilen nie in dieser Position aufgefunden (außer in Resedimenten). Beschrieben sei:

Schliff 83/67: Es handelt sich um einen teils roten, teils grauen, sehr dicht gepackten Filamentkalk. Untergeordnet treten rekristallisierte Echinodermen-Reste auf. Eine Flaserung ist ausgeprägt, dennoch sind die Filamente nur teilweise gut in die Schichtung eingeordnet, oft bilden sie einen beträchtlichen Winkel dazu. Alle Schalenreste sind stark zerbrochen. Matrix ist nahezu nicht vorhanden. Einige Stellen sind sehr intensiv pigmentiert, es handelt sich wohl um Eisenoxyde. Starke chersogene Quarzführung und relativ viel Hellglimmer; daneben tritt noch Pyrit auf.

Der tiefste eindeutige Aptychenkalk (roter Flaserkalk) ist noch nicht geflasert, zeigt aber Anzeichen für langsame Sedimentation:

Schliff 85/67: roter mikritischer ungeflaserter Kalk mit vielen Mikrofossilien (Foraminiferen, ?Ostracoden). Daneben Aptychen, Crinoiden-Reste und unbestimmbare Fossilreste, von denen ein Teil der größeren von Fe-Lösungen in feinen Adern imprägniert worden ist. Es handelt sich mit

großer Sicherheit um Bohrlöcher von ?Pilzen oder anderer bohrender Organismen. Einer dieser angebohrten Reste ist von einer gelblich-brauen dünnen Kruste umgeben.
Deutung: die angebohrten Schalenreste sind vor der endgültigen Einbettung angebohrt worden. Sie lagen eine Zeit frei auf der Sedimentfläche. Man kann daraus auf langsame, zeitweise unterbrochene Sedimentation und wohl auch auf Subsolution schließen.

Auch die roten Flaserkalke des folgenden kleinen Profilabschnittes sind etwas abweichend ausgebildet. Es fanden sich zwei Perisphinctiden, von denen einer als Perisphinctide (?Progeronia oder Dichotomosphinctes) bestimmt werden konnte (det. B. Ziegler) und so eine Alterseinstufung von Ob. Oxfordium bis Kimmeridgium erlaubt. Im Schliff treten reichlich Globigerinen und angebohrte Fossilreste auf:

Probe und Schliff 89/67 (Abb. 88): roter mikritischer Kalk, der teilweise intensiv geflasert ist. Die Abbildung zeigt eine Grenze zwischen nicht geflasertem und geflasertem Gestein. Diese Grenze ist i.a. recht scharf. In den nicht geflaserten Partien findet sich eine extrem reiche Globigerinenfauna. Ein großer Teil der Globigerinen-Gehäuse ist durch eine intensiver rot erscheinende Matrix, ein anderer Teil mit dunkel gefärbten Fe-Verbindungen ausgefüllt. Daneben finden sich Schnitte durch Lamellaptychen, Crinoiden-Reste, Foraminiferen und Ostracoden und unbestimmbare Schalenreste. Ein großer Teil der Schalenreste und ein kleiner umlagerter Gesteinsbrocken ist von Organismen (?Pilzen) angebohrt. Die Hohlräume sind mit dunklen Fe-Verbindungen gefüllt und daher gut sichtbar. In den geflaserten Partien ist sehr viel weniger mikritische Grundmasse und keine Globigerinen erhalten. Die größeren, oft angebohrten Fossilreste sind dichter gepackt und in der Richtung der Flaserung ausgerichtet.

Interpretation: Die angebohrten Schalenreste und das angebohrte Gesteinsbruchstück liegen auf sekundärer Lagerstätte. Unterbrochene Sedimentation und Wirkung kalklösender Organismen muß gefordert werden. Durch die diagenetische Flaserung wurde das Gefüge z.T. total verändert.

Zum Hangenden gleicht sich die Schichtentwicklung der "Normal-Schichtfolge" an. Die Echinodermenschutt-Kalke gehören nach den darin enthaltenen Foraminiferen (Bestimmungen von Dr. U. Pflaumann) schon in den Zeitraum Barrême-Apt (Probe 86/67).

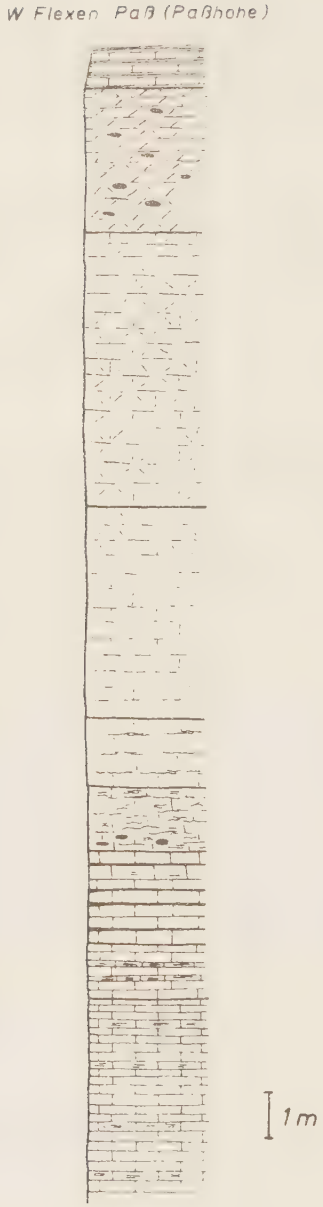


Abb. 17: Oberjura-Profil westlich der Paßhöhe des Flexen-Passes.

Profil westlich der Flexen-Paß-Höhe

Ebenfalls zum Vergleich wurde ein Profil westlich der Paßhöhe des Flexen-Passes aufgenommen (Abb. 17). Eine eingehendere Auswertung erfolgte nicht. Über Allgäu-Schichten, deren Mergelzwischenlagen im höheren Teil schon rot sind, folgt eine 2 m mächtige Folge grauroter bis roter dichter Kalke mit 7 bis zu 10 cm mächtigen Radiolaritlagen, die über die 2 Meter Mächtigkeit gleichmäßig verteilt sind. Dieser Profilabschnitt mag das Äquivalent des Radiolarits darstellen. Im Hangenden dieser Lage folgen 1,40 m bordeauxrote mergelreichere schlecht gebankte Flaserkalke, die im tiefsten Teil einige rote Hornsteine führen. Zum Hangenden gleicht sich die Schichtfolge an die "normale" Ausbildung an: über rotem Flaserkalk folgen schlecht gebankte hellgraue mikritische Aptychenkalke mit vielen Crinoidenstielgliedern und großen Aptychen und darauf Echinodermenschuttkalke. Den Abschluß des Profils bilden typische aber sehr kalkreiche Kreideschiefer. Dieses Profil hat große Ähnlichkeit mit den Oberjura-Profilen im Nordosten des Zürser Sees.

Bemerkungen zur Sedimentation im Oberjura

Die Ablagerungstiefe der alpinen oberjurassischen Sedimente ist seit längerer Zeit von erhöhtem Interesse. Mehrere Autoren nahmen an, daß die Aptychenkalke oder ihre Äquivalente in sehr großer Tiefe entstanden seien (z.B. GARRISON 1964, S. 103 ff. u. Appendix A).

Die äußerst mannigfache Ausbildung der oberjurassischen Schichtfolge des bearbeiteten Gebietes liefert einige Anhaltspunkte zu dieser Frage.

Der rasche Fazieswechsel läßt auf eine sehr unterschiedlich verlaufende Sedimentation in einem reich gegliederten Ablagerungsraum schließen (vgl. auch KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959). Die geringen Mächtigkeiten, das Vorherrschen roter Farben, der relative Reichtum an Fossilien und die Annahme von transgressiven Kontakten scheinen die hauptsächlichen Gründe für die Deutung dieser Serie als Schwellenbildungen gewesen zu sein. Dabei konnte bisher nicht befriedigend beantwortet werden, wie "hoch"bzw. wie "tief" diese "Schwelle" war. Auch diese Untersuchungen können nur sehr wenige Anhaltspunkte dazu liefern.

1. Relief

Neben der verschiedenartigen Ausbildung der einzelnen Profile (Abb. 10) weisen die Ablagerungen eines Sedifluktionsvorganges im Gebiet westlich des Zürser-Sees auf ein submarines Relief hin. Auch die weit verbreiteten Aufarbeitungserscheinungen besonders im tieferen Teil des roten Flaserkalkes könnten dafür sprechen. Eine paläogeographische Aufgliederung in kleine Schwellen und Becken, wie sie von KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) angestrebt wurde, ist wohl nicht soweitgehend möglich. Für den westlichen Teil läßt sich sehr wahrscheinlich machen, daß die einzelnen Faziesgebiete von Südosten nach Nordwesten streichen. Besonders eindrücklich erscheint dies beim Vergleich des Profils im Nord-Hang der Plattnitzerjoch-Spitze und der südlich des Pöngertle-Kopfes. Auch weiter nach Nordwesten im Gebiet des Ob. Huttla-Bach-Tales bei "Sautrieben" ist der Oberjura sehr geringmächtig ausgebildet (freundliche mündliche Mitteilung O. Otte). Im Ostteil des bearbeiteten Gebietes deuten einige Anzeichen darauf hin, daß sich südlich an die Schwelle ein Gebiet mit Beckenentwicklung anschließt; denn im südlichen Teil des Spulleralp-Kopfes und im Hang der Doppel-Spitze gleicht sich die Schichtfolge schon deutlich an die "Normalfazies" an.

2. Ablagerungstiefe

Zur Abschätzung der Ablagerungstiefe können verschiedene Gesichtspunkte herangezogen werden. Die besten Anhaltspunkte scheint eine Auswertung der Fossilien zu ergeben. Die wenigen bestimmbaren Ammoniten der roten Flaserkalke deuten auf eine typisch "mediterrane" Fauna hin, d.h. nach B. ZIEGLER (1967, S. 448 f.) auf einen Faunenbezirk, der unterhalb des "Schelfbereiches" liegt. Der Nachweis von Ammoniten-Steinkernen im roten Flaserkalk und von Ammoniten-Querschnitten im hellgrauen Aptychenkalk zeigt eindeutig, daß die Ammonitenschalen erst diagenetisch zerstört wurden (vgl. S. 85).

Radiolarien, die besonders an der Basis des roten Flaserkalkes, in einigen Typen des hellgrauen mikritischen Aptychenkalkes und

in den Fleckenkalken im Hangenden des Aptychenkalkes (s.S.126) auftreten, sprechen nach B. ZIEGLER (1967, S. 452) für größere Wassertiefe; Calpionellen und Globigerien nach COLOM (1955, S. 122) ebenfalls für relativ große Ablagerungstiefe. Das gehäufte Auftreten von Coccolithen, die wohl wenigstens z.T. gesteinsbildend sind, im hellgrauen Aptychenkalk kann dagegen nicht als eindeutiges bathymetrisches Indiz verwandt werden, da sie ebenfalls aus litoralen und sublitoralen Bereichen bekannt wurden (FLÜGEL & FRANZ 1967, S. 245 ff. u. 1967, S. 1 ff.).

Schlüsse aus der Ausbildung der Sedimente selbst auf die Ablagerungstiefe geben ebenfalls wenige Anhaltspunkte: Es fanden sich keine Anzeichen für mechanische Durchbewegung des Sedimentes (Wellenbewegung). Die Führung detritischer Mineralien ist immer sehr gering bzw. fehlt ganz: in einigen Schliffen lassen sich Hellglimmer und kleine Quarzbruchstücke nachweisen. Eine bathymetrische Ausdeutung von Subsolution oder Mangelsedimentation scheint m.E. nicht möglich.

Um nach Möglichkeit einen weiteren Anhaltspunkt für die Frage der Ablagerungstiefe der Gesteine des Oberjura-Zeitraumes zu erhalten, wurden einige chemische Analysen durchgeführt. Die nach dem von SHAPIRO & BRANNOCK (1962) angegebenen Verfahren aufgeschlossenen Kalke wurden mit einem Atom-Absorptionsspektrometer Modell 303 der Firma Perkin-Elmer (am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin) analysiert. Es handelt sich um Analysen der Gesamtgesteine und nicht nur der Karbonatkomponenten.Aus operativen Gründen konnten nicht annähernd alle Elemente, die von Interesse wären, analysiert werden. Zum Vergleich dienten einige oberjurassische Flachwasserkalke der alpinen Geosynklinale. Es handelt sich dabei um folgende Proben aus der Sammlung des Geologisch-paläontologischen Institutes der Universität Marburg:

1. Plassenkalk, S-Seite des Plassen bei Hallstadt,
2. Ernstbrunner Kalk, Ernstbrunn, Gr. Stbr. am Steinberg,
3. Stramberger Kalk, Stramberg.

Die Analysen-Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt; besonders die sehr geringen Gehalte stellen Maximal-Werte dar.

	PROBE	Ag	Al	Cu	Fe	Mg	Mn	Pb	Zn
Becken	135 JW	0.003	0.72	0.003	0.59	0.35	0.128	0.013	0.006
	134 JW	0.002	1.10	0.005	0.60	0.40	0.044	0.011	0.012
	133 JW	0.003	2.40	0.007	1.27	n.a.	0.042	0.012	0.009
	132 JW	0.003	0.88	0.004	0.59	0.319	0.039	0.005	0.004
	131 JW	0.003	0.90	0.006	0.50	n.a.	0.028	0.011	0.009
	394 JW	0.003	1.10	0.006	1.10	n.a.	0.027	0.009	0.009
	65/67	0.003	0.34	0.003	0.50	n.a.	0.12	0.031	0.00
Gehrengrat	64/67	0.003	1.28	0.007	1.01	0.46	0.03	0.015	0.013
	63/67	0.002	0.54	0.002	0.33	0.32	0.05	0.012	0.006
	62/67	0.002	1.02	0.003	0.49	0.35	0.03	0.003	0.006
	61/67	0.001	0.54	0.009	0.26	n.a.	0.14	0.015	0.002
	60/67	0.003	1.10	0.006	0.44	n.a.	0.21	0.021	0.007
Schafberg	6/67	0.003	1.52	0.015	1.30	0.61	0.07	0.027	0.017
	7/67	0.003	0.78	0.011	0.413	n.a.	0.12	0.021	0.043
	8/67	0.003	0.92	0.006	0.626	0.58	0.17	0.018	0.012
	9/67	0.002	5.10	0.046	8.30	2.80	5.42	0.030	0.043
	11/67	0.002	1.40	0.011	0.936	0.64	0.36	0.008	0.008
	13/67	0.002	2.06	0.004	1.330	1.33	0.25	0.008	0.014
	15/67	0.002	1.20	0.007	3.716	1.573	1.12	0.012	0.010
	23/67	0.004	n.a.	0.000	0.583	0.29	0.13	0.012	0.021
	24/67	0.004	n.a.	0.008	0.921	0.68	0.07	0.013	0.011
	56/67	0.003	5.32	0.007	3.70	1.12	0.14	0.016	0.016
Einzelproben	75/67	0.003	n.a.	0.005	0.584	n.a.	0.04	0.015	0.010
	76/67	0.003	n.a.	0.000	0.52	0.43	0.02	0.012	0.004
	79/67	0.003	n.a.	0.006	1.128	0.62	0.08	0.022	0.013
	87/67	0.003	n.a.	0.004	0.344	0.23	0.00	0.033	0.004
	43/64	0.003	0.78	0.009	0.55	0.34	0.05	0.013	0.007
Mn-reiche Ap	Ap Mn Z	0.002	2.42	0.058	6.90	2.30	10.26	0.059	0.042
	Ap Mn G1	0.002	n.a.	0.007	0.62	n.a.	8.49	0.014	0.012
	Ap Mn G2	0.003	0.56	0.002	0.31	n.a.	4.74	0.015	0.011
RULK	26/67	0.004	n.a.	0.000	0.578	0.95	0.014	0.014	0.015
Al	127/67	0.003	1.28	0.008	0.774	1.26	0.005	0.033	0.015
	26/66	0.003	n.a.	0.005	0.828	0.94	0.012	0.007	0.015
Flachwasserkalke des Malm	Plassen	0.000	0.10	0.001	0.02	n.a.	<0.01	0.000	0.002
	Ernstbrunn	0.000	0.16	0.000	0.05	0.30	<0.01	0.000	0.002
	Stramberg	0.000	0.10	0.002	0.02	0.22	<0.01	0.000	0.003

n.a. = nicht ausgeführt

Tab. 1: Analysenwerte einiger Aptychenkalk-Proben der Klostertaler- und Lechtaler Alpen sowie von mediterranen Flachwasser-Kalken des Malm (u. 1 Probe aus dem Unterlias-Rotkalk = RULK u. 2 Proben aus den Allgäu-Schichten = Al).

Ausgangspunkt war die Tatsache, daß Tiefsee-Sedimente oft an gewissen Spurenelementen im Vergleich zu den meisten anderen Sedimentgesteinen angereichert sind (vgl. WEDEPOHL 1960, S. 200 ff.). NICHOLLS (1967, S. 539 ff.) setzt sich kritisch mit der Möglichkeit auseinander, den Gehalt an Spurenelementen bzw. die Spurenelement-Vergesellschaftung als möglichen Indikator ihrer Ablagerungstiefe auszunutzen. Danach schreiben hohe Gehalte gewisser Spurenelemente keineswegs eine Entstehung unter Tiefsee-Bedingungen vor.Dennoch mag es, da in Tiefsse-sedimenten eine Anreicherung von Spurenelementen häufiger oder ausgeprägter ist, durchaus als möglich angesehen werden, ihre Vergesellschaftung als zusätzliches Indiz für die Beurteilung der Ablagerungstiefe heranzuziehen: "Nevertheless, the total trace element population of a rock or sediment may afford some guidance on the depositional environment. High contents of Mo (5 p.p.m.), Co (40 p.p.m.), Cu (90 p.p.m.) ... in sedimentary rocks would suggest that the possibility of original formation under water deeper than 250 m might be considered." (NICHOLLS 1967, S. 553).

Eine bathymetrische Ausdeutung der durchgeführten Analysen ist m.E. nicht möglich, da einerseits zu wenig Elemente analysiert wurden, um ein repräsentatives Bild zu ergeben, andererseits muß die Spurenelement-Führung nicht in erster Linie von der Ablagerungstiefe abhängen, sondern wohl ebenso sehr vom Tongehalt.

Mit einem Scheibler-Gerät (G. MÜLLER 1964) wurden deshalb Karbonat-Bestimmungen der untersuchten Proben durchgeführt, um einen Anhaltspunkt für den Tongehalt der Proben zu gewinnen; die bisweilen durchgeführten Al-Analysen geben dafür ebenfalls einen Anhalt. Es zeigte sich eindeutig,daß auch die reinsten Aptychenkalke einen sehr viel höheren Gehalt an nicht HCl-löslichen Bestandteilen haben als die untersuchten Flachwasserkalke.

Am wahrscheinlichsten ist m.E. eine relativ große Bildungstiefe für die Sedimente des Oberjura - belegen läßt sich das allerdings

schlecht. Ausgeschlossen sind aber für dieses Gebiet abyssische Ablagerungstiefen.

Untersuchungen an Calpionellen der Malm-Kalke

Es gelang, aus mikritischem, hellem Aptychenkalk mit stark verdünnter Essigsäure Calpionellen teilweise oder nahezu gänzlich herauszulösen und auf ihren Feinbau zu untersuchen. Schon unter dem Binokular ließ sich an meinen nahezu gänzlich herauspräparierten Calpionellen eine undeutliche Streifung senkrecht zur langen Achse erkennen.

> Über den Aufbau der Loricae der Calpionellen ist bisher relativ wenig bekannt. Ausführliche Darstellungen der älteren Ansichten finden sich bei DOBEN (1962, S. 35 f.) und J. REMANE (1964, S. 6 f.).
>
> DOBEN (1962) fand Tintinnina, deren Gehäuse aus organischer Substanz besteht, Übergangsstadien zwischen aus organischer und kalzitischer Substanz aufgebauten Loricae und rein kalzitische Loricae. Er schließt daraus, "daß die Substanzunterschiede der Loricae fossiler organischer und kalzitischer Tintinnina bereits zu Lebzeiten der Organismen angelegt wurden."
>
> Nach J. REMANE (1964) läßt sich der Bau der Calpionellen am ehesten so erklären, daß sie "ein primär aragonitisches Gehäuse besaßen, das wahrscheinlich schon frühdiagenetisch - auf jeden Fall aber nicht postdiagenetisch - in Kalzit umgewandelt wurde." Die Umwandlung soll von außen nach innen verlaufen.
> Über den Internbau wurde folgendes bekannt: bei Untersuchungen im polarisierten Licht stellte BLUMER (1906, nach DOBEN), ANDRUSOV (1950, nach DOBEN) und J.REMANE (1964) fest, daß die Loricae der Calpionellen einen faserigen Bau mit senkrecht zur Oberfläche orientierten Fasern besitzen (an Querschnitten beobachtet). REMANE (1964, S. 7) schrieb dazu: " Im gegenwärtigen Erhaltungszustand sind die Loricae aus länglichen, ± radiär ausgerichteten Kristallelementen aufgebaut. Das spricht dafür, daß die ursprüngliche Schalenstruktur radiär-faserig war, aber durch die Umwandlung von Aragonit in Kalzit etwas verwischt wurde."

Aufnahmen mit dem Oberflächen-Rastelektronenmikroskop (STEREOSCAN, Cambridge Instruments, England) wurden freundlicherweise am Lehrstuhl und Institut für Biologie und Anthropologie der Technischen Universität Berlin durchgeführt.

Es wurden folgende Proben untersucht:

43/64: hellgrauer Aptychenkalk NW-Ecke des Zürser-Sees

120/68: sahniggrauer Aptychenkalk vom W-Hang des Gehrengrates.

Einerseits wurden polierte Anschliffe verschieden lang und mit verschieden starker Essigsäure geätzt, so daß die willkürlichen Schnitte der Calpionellen etwas herauspräpariert wurden. Besonders reichlich fanden sich dabei schräge Schnittlagen und Querschnitte. Andererseits wurden Kalkbruchstücke sehr lange mit äußerst stark verdünnter Säure behandelt. Die Calpionellen lagen danach auf den kleinen Resten der Kalkstücke nahezu freipräpariert vor. Diese vorbereitenden Arbeiten brachten es unvermeidbar mit sich, daß auch die Fossilreste unterschiedlich stark angeätzt wurden, so daß der Internbau dadurch deutlicher herausgearbeitet wurde. Die Oberfläche der Präparate ist durch die angewandte Technik sehr "porös", so daß auch eine intensive Bedampfung mit Au besonders bei den nahezu ganz herausgeätzten Calionellen noch nicht zu befriedigend guten Bildern führte. Deshalb werden hier vorerst nur Aufnahmen von Querschnitten vorgelegt.

Die Abbildungen (Abb. 89 - 91) zeigen mehr oder weniger deutlich, daß die Loricae der vorliegenden Calpionellen aus $\pm$ gleichgroßen Kalzit-Plättchen bestehen, die radiär angelagert sind und sich dachziegelförmig überlagern. Zu den (hypothetischen) Begrenzungen der Wände der Loricae stehen sie in einem spitzen Winkel. Bisher konnte die heutige Struktur der Loricae noch nicht vollständig analysiert werden.

Schlüsse auf die ursprüngliche Schalenstruktur können direkt nicht gezogen werden. Zweierlei Vorstellungen erscheinen möglich: 1. die primäre Schalen-Struktur ist mit der heute vorliegenden identisch. 2. die primäre Schalenstruktur bestand aus radiär-faserig angeordneten Aragonit-Kristallen, die allein durch Alterung in Kalzitkristalle umgewandelt wurden; das heute vorliegende Muster würde dann ein "vergröbertes" Abbild der primären Schalenstruktur zeigen.

Diesen noch offenen Fragen soll an weiterem Material nachgegangen werden.

Entwicklung in der Unterkreide

Über dem sehr einheitlichen Aptychenkalk des "Biancone"-Typs setzt im Laufe der Unterkreide eine starke Fazies-Differenzierung ein. AMPFERER (z.B. 1925, S. 373) rechnete mit einer großen Schichtlücke, die den Zeitraum vom Ende des Juras bis zum Cenoman umfassen sollte und durch die Transgression der Kreideschiefer beendet wurde. In weiten Teilen der Lechtaler Alpen und auch des bearbeiteten Gebietes sollte es sich dabei um eine "Paralleltransgression" handeln, im Bereich des Flexen-Passes um eine Transgression mit Winkeldiskordanz. Nachdem SPENGLER(1927, S. 142, 1951, S. 331) darauf hinwies, daß die Kreideschiefer in weiten Teilen der Lechtaler Alpen fast oder gänzlich konkordant ihrer Unterlage aufliegen und HUCKRIEDE (1956, S. 96 ff.) seine detaillierten Untersuchungen über Alter und Verband der Kreideschiefer veröffentlicht hatte, mußte die ältere Vorstellung einer großen Schichtlücke für die größten Teile der Lechtaler Alpen aufgegeben werden.

Auch in den größten Teilen der Spuller See-Mulde verlief die Sedimentation kontinuierlich, während sie im Bereich des Zürser-Sees für einen unterschiedlich langen Zeitraum unterbrochen wurde (s.S.129). In den übrigen Teilgebieten folgt eine lithologisch sehr unterschiedlich ausgebildete und in der Mächtigkeit stark schwankende Gesteinsserie auf die Aptychenkalke, die sich aus Breccien, Feinbreccien, Echinodermen-Schuttkalken, Fleckenmergeln, roten pelitischen Kalken und sehr selten etwas Radiolarit zusammensetzen kann. Diese Serie wird von typischen Kreideschiefern überlagert.

In den Lechtaler Alpen werden i.a. traditionell über dem Aptychenkalk, der nach HUCKRIEDE (1959, S. 73) bis ins ?Barrême reichen soll, die Kreideschiefer als nächst jüngere Sedimentserie ausgeschieden, deren Basisbereich dann meist gesondert betrachtet wird (z.B. HUCKRIEDE 1958, S. 72); er soll dem Apt

bis tiefstem Alb angehören (HUCKRIEDE 1958, S. 73 ff.). Im Gegensatz zu früheren Bearbeitungen möchte ich als "Kreideschiefer" nur die Gesteine bezeichnen, die wirklich aus Schiefern und "Sandsteinen" (=Kalkarenite mit Quarzführung) bestehen, also die Gesteine, die HUCKRIEDE (1956, S. 107; 1958, S. 78) als "Hauptmasse der Kreideschiefer" bezeichnete und die nach ihm vom unteren Alb bis ins Cenoman reichen. Die Bildungen zwischen typischem Aptychenkalk und "typischen" Kreideschiefern wurden bewußt herausgegliedert und provisorisch als "Unterkreide-Serie" bezeichnet.

Der Begriff "Unterkreide-Serie" überschneidet sich in seiner stratigraphischen Reichweite mit den von HUCKRIEDE (1956, 1958, 1959) verwandten Begriffen "Aptychenkalk" und "Übergang Aptychenkalk/Kreideschiefer-Serie, basale Breccien, Sandsteine und Spatkalke (Apt bis tiefstes Alb)". Die "Unterkreide-Serie" umfaßt etwa den Zeitraum von wahrscheinlichem "Neokom" bis unteres Alb (s.S.127). Die Untersuchung dieser Serie ist noch nicht soweit fortgeschritten, als daß genaue Aussagen über Alter und Korrelation der einzelnen Gesteinstypen möglich ist. Eine eingehendere Bearbeitung ist zusammen mit Herrn Dr. U. Pflaumann (Kiel) begonnen.

Ein Vorteil der hier vorgeschlagenen Untergliederung liegt darin, daß so wieder die Untergrenze der detritischen, reichlich chersogenes Material enthaltenden Kreideschiefer mit dem wichtigsten Umschwung in der Sedimentationszufuhr, eben dem Beginn der Schüttung detritischer Komponenten zusammenfällt. In den Gesteinen der "Unterkreide-Serie" wurde im bearbeiteten Gebiet nur wenig Fremdmaterial gefunden. Im Gebiet von Kaisers scheint allerdings schon früher Kristallin-Detritus abgelagert worden zu sein (HUCKRIEDE 1958, S. 74). Immerhin wird auch sonst in weiten Teilen der Ostalpen im Hangenden der Aptychenkalke eine eigenständige Sedimentserie der Unterkreide ausgeschieden.

Die Beschreibung der "Unterkeide-Serie"soll hier hauptsächlich auf ein Profil am W-Hang des Gehrengrates beschränkt bleiben, in dem das mächtigste und am reichsten gegliederte Profil dieser

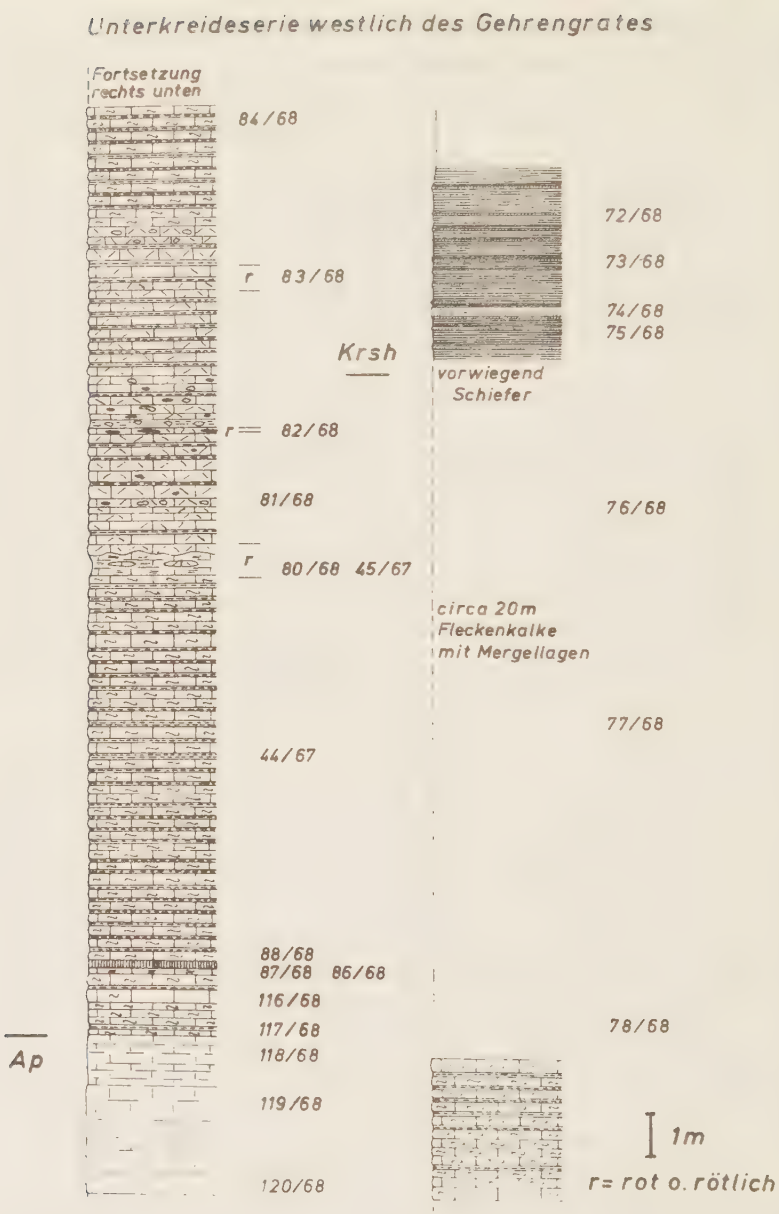


Abb. 18: Säulenprofil der "Unterkreide-Serie"

Serie aufgeschlossen ist. Abb. 18 zeigt ein Säulenprofil dieser Serie, das in einzelnen Teilabschnitten am Weg Freiburger Hütte - Gehrengrat aufgenommen wurde. Die Aufschlußverhältnisse sind in diesem Gebiet sehr gut, und die Versetzungen durch kleine Störungen können überblickt werden.

Morphologisch bilden die Gesteine der "Unterkreide-Serie" hier den obersten Teil der durch Radiolarit und Aptychenkalk bedingten Steilstufe. Erst mit dem Einsetzen der Kreideschiefer beginnt eine deutliche Verflachung.

Über dem Aptychenkalk, der in seinen hangenden 1,15 m schon relativ gut gebankt ist, lagert eine etwa 1,50 m mächtige Kalk-Folge, die hauptsächlich aus dm-gebankten pelitischen Fleckenkalken aufgebaut wird. Die Kalke sind überwiegend mittelgrau, teilweise auch hellgrau bzw. leicht grünlichgrau. Im tiefsten Teil dieser Folge sind einige cm-mächtige Schieferlagen eingeschaltet, am Top eine 9 cm mächtige Lage mergelreicheren Kalkes mit vielen Flecken. Die Kalke sind mehr oder weniger leicht geflasert, zeigen Lösungssuturen und viele mit Kalzit verheilte Haarrisse und Klüfte. Vor allem der höhere Teil dieser Kalk-Folge enthält sehr viele Radiolarien, die aber alle stark rekristallisiert sind. Im Hangenden dieser Fleckenkalk-Serie, in der untergeordnet auch fleckenfreie mikritische Kalke vorkommen, schaltet sich 20 cm dunkelgrüner Radiolarit ein: es handelt sich um zwei Bänke, die durch eine Schiefer-Zwischenlage getrennt werden. In anderen Profilen fanden sich in dieser Position keine Radiolarite. Nach seiner Position entspricht dieses Vorkommen dem "Jüngeren Radiolarit" (TRAUTH 1948), der auch aus den Lechtaler Alpen von HUCKRIEDE (1956, S. 74) beschrieben wurde. Die Kieselschiefer der Zwischenlage wurden röntgenographisch untersucht, die Ergebnisse sind auf S. 81 aufgezeichnet.

Über dieser Radiolarit-Lage folgen etwa 8 - 9 m grünlich anwitternde dunkel- bis mittelgraue Fleckenkalke mit Mergel-Zwischenlagen. Die Kalkbänke sind etwa 20 cm bankig. Dem tiefsten Teil dieser Folge entstammt

Schliff 83/68: pelitischer grauer Fleckenkalk mit vielen umkristallisierten Radiolariten. Daneben Schwammnadeln und untergeordnet Lageniden und einige kleinwüchsige planktonische Foraminiferen. Die Flecken sind unscharf begrenzt, z.T. leichte Flaserung, Stylolithen, verschieden alte kalzit-verheilte Klüfte, die z.T. noch tektonisch beansprucht wurden.

Es folgt eine 70 cm mächtige Lage mikritischer mergelreicher roter Kalke, die massenhaft Fossilien führen. Im oberen Teil der Lage schalten sich Linsen von Echinodermen-Schuttkalk ein. Der Basis der roten Kalke entstammt:

Schliff 80/68: rötlicher leicht geflaserter Pelit. Kalzitverheilte Klüfte sind noch stark durchbewegt und verfältelt. Sehr fossilreich: einige Crinoiden-Reste, daneben sehr viele planktonische Foraminiferen, Sandschaler, Lageniden und rotaliide Formen. Die Foraminiferen sind meist mit feinspätigem wasserklarem Kalzit gefüllt, teils ist dunkelrotes Pigment darin enthalten. Einige sehr dünne Muschelschalen.

Die roten mergelreichen Mikrite werden von einer etwa 7 m mächtigen Folge überlagert, die vorwiegend aus Echinodermen-Schuttkalk aufgebaut wird. Diese Kalke sind grau bis grüngrau, etwa 10 cm bankig und ein großer Teil führt Hornsteine. In der Mitte und am Top der Folge sind Aufarbeitungserscheinungen verbreitet. Eingeschaltet sind geringmächtige rötliche bis rotgraue Horizonte, die aus pelitischen Kalken mit viel Fossil-Detritus aufgebaut werden. Der Schliff 81/68 entstammt einem Echinodermen-Schuttkalk mit "Geröllen" aus Pelit.

Schliff 81/68: Dichtgepackter Echinodermen-Schuttkalk. Die einzelnen Stielglieder sind stark rekristallisiert, und zwischen den Späten ist teilweise sehr feinkörniger Quarz ausgeschieden. Daneben finden sich einige idiomorphe Quarz-Kristalle. Recht scharf von dem Schuttkalk getrennt sind pelitische Partien, die massenhaft planktonische Foraminiferen und Sandschaler führen. Andere enthalten nur sehr wenige Fossilreste.
Deutung: es handelt sich wohl um "Gerölle" aus noch wenig verfestigtem Kalkschlamm, die gleichzeitig mit dem Echinodermen-Schutt sedimentiert wurden.

Den roten Lagen entstammen die Schliffe 82/68 und 83/68

Schliff 82b/68: rötlicher pelitischer Kalk, der stellenweise leicht geflasert ist; sehr fossilreich: planktonische Foraminiferen, deren Kammern oft mit intensiver pigmentiertem Sediment gefüllt sind. Schwammnadeln, umkristal-

lisierte Radiolarien, Crinoiden-Reste und Seeigel-Stachel. Daneben unbestimmbare Schalen-Reste. Ein Hohlraum ist am Rand mit Calzit-Kristallen, im zentralen Teil mit feinkristallinem Quarz gefüllt.

Schliff 83/68: rötlicher Pelit, der sehr viel Fossildetritus führt, besonders Echinodermen-Reste. Teilweise ist der Fossilschutt schicht-parallel ausgerichtet. Neben einigen Sandschalern treten noch wenige planktonische Foraminiferen auf.

Im Hangenden der Echinodermen-Schuttkalke folgen mehr als 20 m Fleckenkalke und -mergel. Das Verhältnis Kalk/Mergel ändert sich in dieser Folge stark, besonders im mittleren Teil ist die Schicht-Folge mergelreich, sonst überwiegen die Fleckenkalke. Die Probe 77/68 entstammt dem mittleren Teil dieser Serie.

Schliff 77/68: Fleckenkalk mit massenhaft schlecht erhaltenen meist umkristallisiserten Radiolarien und sehr vielen Schwammnadeln. Die Begrenzung der Flecken ist unscharf. Drucksuturen und verschieden alte kalzitverheilte Haarrisse.

Erst über dieser Serie treten die typischen Kreideschiefer auf, die an ihrer Basis Kalkarenitlagen führen.

Eine Alterseinstufung dieses Profils ist bisher nur zu einem Teil mit Hilfe der plantonischen Foraminiferen möglich (alle Bestimmungen Dr. U. Pflaumann): danach besitzen schon die tiefsten Fleckenkalke im Hangenden des "Jüngeren Radiolarits" (Probe 88/68) eine Foraminiferenfauna, die für den Zeitraum Barrême-Apt spricht. Auch die roten Pelite (80/68) entstammen diesem Zeitraum. Die Echinodermen-Schuttkalke, deren Faunen umgelagert sind, wären wohl etwas jünger. Das Alter der typischen Kreideschiefer kann in diesem Profil nicht belegt werden, aus lithologischen vergleichen liegt es nahe, ihr Alter mit Mittel- bis Oberalb anzugeben (s.S.138).

In anderen Profilen durch die Gesteine im Hangenden des mikritischen Aptychenkalkes treten oft Resedimente sehr viel stärker in den Vordergrund (z.B. ESE des Pfaffeneggs): oft sind in ihnen neben aufgearbeiteten Peliten der Unterkreide auch ältere Ge-

steine nachweisbar, z.B. Posidonien-Schillkalke, Saccocomen-Kalke und rote Radiolarite, die wohl dem "Älteren Radiolarit" entstammen dürften, da in dem"Jüngeren Radiolarit" fast nie rote Farben nachgewiesen wurden (HUCKRIEDE 1956, S. 74 ff.). Einschwemmungen von Kristallin-Material wurden nicht beobachtet. Die Entwicklung der "Unterkreide-Serie" deutet oft auf starke Bodenunruhe hin, die z.T. sehr intensiv gewesen sein dürfte.

Während im Bereich des Gehrengrates eine recht scharfe lithologische Grenze zwischen den liegenden mikritischen hellgrauen Aptychenkalken und den folgenden Fleckenkalken ausgebildet ist, gehen besonders in einigen Profilen im Osten des bearbeiteten Gebietes die Aptychenkalke ganz allmählich in Echinodermen-Schuttkalke der Unterkreide über. Die höheren Aptychenkalke führen hier oft reichlich Echinodermen-Bestandteile in der mikritischen Matrix eingebettet. Am Zürser-See führen diese Aptychenkalke auf noch Calpionella alpina, so daß sie dem Tithon-?Berrias zugeordnet werden können (s. Abb. 80). Aus diesen mikritischen Kalken mit relativ reicher Echinodermen-Führung entstehen dann durch Zurücktreten der mikritischen Matrix reine Echinodermen-Schuttkalke, die bereits der Unterkreide angehören (z.B. im Steinbruch von Zürs, s.S.113).

Eine abweichende Entwicklung scheint im Gebiet des Schafberges z.T. vorzuliegen. Im ehemaligen Steinbruch am E-Ende des nördlichen Staudammes des Spuller Sees fand sich in helle, dichte Aptychenkalke eine tektonisch stark durchbewegte Folge überwiegend grünlichgrauer sehr pyritreicher mergeliger Kalke eingeschuppt. Daneben treten auch rotgraue bis braungraue mergelige Kalke auf. Sie enthielten einen Cymatoceras sp. (det. B. Ziegler). Nach Auskunft von Herrn Prof. B. Ziegler sind Cymatoceraten in den Alpen besonders im Hauterive bis Barrême vertreten. Nicht kretazische Cymatoceraten sind nach B. KUMMEL (1956) nur aus Argentinien und Japan beschrieben worden.

Bemerkungen zur Kreideschiefer-"Transgression"

AMPFERER beschäftigte sich als erster mit der Basis der Kreideschiefer, die nach seiner Ansicht transgressiv auf älteren Schichten liegen sollten."Während wir bisher in dem ganzen mächtigen Schichtenstoß vom Buntsandstein bis zum Tithon keine größere Schichtlücke, sondern ziemlich ununterbrochene Meeresablagerungen übereinander gefunden haben, hört dies mit Ende der Jurazeit auf und wir stehen vor einer großen Schichtlücke. Es fehlen die Ablagerungen der unteren und wohl auch eines großen Teiles der mittleren Kreide. Mit einer weiten Transgression, welche z.B. zu beiden Seiten der Flexenpasses prachtvoll zu sehen ist, breiten sich über das offenbar nur flach eingeschnittene Landrelief nun die sogenannten Kreideschiefer aus ... Die Transgression dieser Kreideschiefer, welche wohl zum großen Teil den Zenomanschichten angehören, ist vielfach so flach, daß man von einer Paralleltrangression sprechen kann ... An anderen Stellen erkennt man aber deutlich eine beträchtliche Abtragung ..." (1925, S. 373 f.) (vgl. S.122). Eine kräftige Erosion vor der Transgression nahm er für das Gebiet westlich des Flexen-Passes an, in dem die Kreideschiefer bis auf Hauptdolomit übergreifen sollten (1930, S. 110).

Auch nachdem von anderen Gebieten der Lechtaler Alpen schon bekannt war, daß die Kreideschiefer konkordant ihrem Untergrunde aufliegen (SPENGLER 1927, S. 142, 1951, S. 331 und HUCKRIEDE 1956, S. 96 ff.), blieben für das Gebiet des Zürser Sees und einiger anderer Lokalitäten in den westlichen Lechtaler Alpen noch viele Probleme ungelöst. KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959, S. 184 ff.) nahmen auch eine weit verbreitete Transgression an der Basis der Kreideschiefer an (beste Karten-Darstellung bei STENGEL-RUTKOWSKI 1964, Taf. gegenüber S. 120). Westlich des Flexen-Passes ist diese nach KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI auf den N-Flügel der Spuller-See-Mulde zwischen Spuller See und Zürser See beschränkt. Die Transgression soll gelegentlich bis auf Allgäu-Schichten hinunterreichen (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 185), nach STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 73) am Nord- und West-Ufer des Zürser Sees sogar bis auf Rätoliaskalk.

Schon die Beschreibung dieser Transgressionsfläche bei KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI und eine Abbildung bei STENGEL-RUTKOWSKI (1960, Abb. 29) lassen Zweifel an dieser Interpretation aufkommen. Daher wurde dieses Problem besonders ins Auge gefaßt. Die im folgenden beschriebenen Beobachtungen und die Schlüsse, die daraus gezogen werden können, sollen sich vorläufig nur auf die Gebiete westlich des Flexen-Passes beziehen.

Diskontinuitäten können ebenfalls durch subaquatische Gesteinszersetzung ("Halmyrolyse" sensu HUMMEL 1922) bewirkt werden. Arn. HEIM (1924, S. 1 ff.) setzte sich eingehend mit diesem Phänomen auseinander und weist auf dessen Verschiedenartigkeit und Bedeutung hin. Seine Ausführungen sind für unsere Fragestellung wichtig.

Näher beschrieben seien folgende Aufschlüsse:

1. Kreideschiefer-Reste auf dem Grat südöstlich der Ob. Wildgruben-Spitze. AMPFERER (1930, S. 110) schreibt über dieses Vorkommen: "Dieser Grat trägt, ..., auf saiger aufgestellten Platten von Hauptdolomit an zwei Stellen schwarze Schiefer. Ich vermute, daß diese Schiefer zu der Kreide gehören und hier durch einen Zufall noch eine Spur der Kreidetransgression über die Gipfel der Wildgrubenspitze erhalten geblieben ist." KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) erwähnen dieses Vorkommen nicht, STENGEL-RUTKOWSKI (1960 , unveröffentlichte Karte) sah in diesen schwarzen Schiefern Kössener Schichten. Es handelt sich um tektonisch zwar stark beanspruchte, aber eindeutige Kreideschiefer, das umgebende Gestein ist Plattenkalk. Alle Kontakte sind tektonisch.

2. Bachbett vom "Oberen Boden" zum Zürser See, etwa 20 Höhenmeter oberhalb des Zürser Sees. In diesem Aufschluß ist der Kontakt meist tektonisch stark überprägt, so daß sich nur selten eine ungestörte Grenzfläche fand. Das Liegende bauen hellgraue mikritische Aptychenkalke mit Calpionellen auf. Darauf folgen sofort typische Kalkarenite der Kreideschiefer. In den tiefsten Kreideschiefern konnten zwei kleine runde Bruchstücke

von Aptychenkalk aufgefunden werden, die als Beweise einer Aufarbeitung gedeutet werden könnten. Eindeutige Hinweise auf Emersion fehlen. Die Ausbildung der Grenzfläche könnte auch durch subaquatische Dissolution (Arn. HEIM 1924, S. 5) gedeutet werden. In besonders geschützten "Taschen" fanden sich Reste eines sonst gänzlich abgetragenen Gesteins, was für mehrere Transmersionen (Arn. HEIM 1924, S. 5) sprechen kann. Abb. 92 zeigt ein Dünnschliffbild der Grenzzone.

Probe und Schliff 43/68 (Abb. 92): Der Aptychenkalk ist ein hellgrauer, mikritischer nicht geflaserter Kalk, der frühdiagenetisch stellenweise leicht brecciisiert wurde. Sehr fossilreich: Calpionella alpina, Lamellaptychen, Crinoiden-Reste, u.a. von Pentacriniden. Im Aptychenkalk kleine runde Pyrit-Aggregate und Glaukonit; Glaukonit mit Calzit-Kristallen umgeben. Die Grenzfläche ist scharf und sehr unregelmäßig. Sie geht auch durch Fossil-Reste, z.B. Crinoiden-Stielglieder. Die hangenden Kreideschiefer bestehen aus einem Kalkarenit mit vielen eingestreuten chersogenen Quarzen und Quarzitkörnern, die nicht gerundet sind und außerdem wenigen Hellglimmern und Pyriten. Direkt über der Grenze sind die Kalkarenite meist stark geflasert, eine Anlagerung von nicht geflaserten Kalkarenit auf Aptychenkalk ist eher die Ausnahme. Zum Hangenden nimmt die Flaserung ab. Zwischen Aptychenkalk und Kalkarenit schaltet sich an einer Stelle eine kleine "Tasche" ein, deren Sedimentfüllung zwar starke Beziehungen zu dem Kalkarenit der Kreideschiefer hat, aber ihre Quarz- und Quarzitführung ist nicht so stark. Die Begrenzung der Tasche ist scharf.
Interpretation: Verfestigter, leicht beanspruchter Aptychenkalk wurde subaquatisch aufgelöst. Eine erste folgende Kalkarnit-Sedimentation wurde nur in besonders vertieften und geschützten Taschen erhalten, sonst wieder entfernt. Die Diskontinuitätsfläche wurde durch quarzreicheren Kalkarenit zugedeckt. Bei anschließender Beanspruchung wurde besonders an dieser Materialgrenze eine Flaserung ausgebildet.

Die Schichtlücke zwischen Aptychenkalk und Kreideschiefern dürfte hier den Zeitraum von Ober Tithon oder Berrias bis Mittel- oder Ober-Alb umfassen. Eine eindeutige Aussage über ihre Entstehung ist für die Aufschluß nicht möglich, doch sprechen die negativen Kriterien (Fehlen von Erosionsanzeichen) für eine submarine Entstehung der Schichtlücke.

3. Aufschluß der Grenzzone nahezu südlich des Mahdloch-Joches (östlich des Grates). Abb. 93 zeigt einen Teil des Aufschlusses.

Über sehr geringmächtigem hellgrauem Kalk, der möglicherweise Unterkreide-Alter hat, folgen direkt Kreideschiefer. Die Grenzfläche ist unregelmäßig gewellt und mit einer Kruste belegt. Makroskopisch handelt es sich um eine Mn-reiche Kruste. Abb. 94 zeigt einen Dünnschliff aus dieser Grenzzone.

Probe und Schliff 97/68 (Abb. 94): Eine Deutung des Schliffes ist teilweise sehr kompliziert, und die Festlegung der genetischen Entwicklung schwierig. Der überwiegende Teil des Kalkes im Liegenden ist hellgrau, etwas gelblich, mikritisch und sehr fossilreich: Crinoiden, Foraminiferen, dünnwandige Muschelschalen und andere Fossilreste. Daneben treten mikritische hellgraue Kalke auf, die etwas dunkler gefärbt und fossilfrei sind. Sie werden durch Stylolithen begrenzt und dürften jünger sein. Nahe der Grenzfläche im Hangenden sind an einigen Stellen Pyrit-Würfel angehäuft. Die Grenzfläche scheint unterschiedlich ausgebildet zu sein: stellenweise geht aus dem fossilreichen Kalk eine gelbe Kruste hervor, die "Blumenkohl-Strukturen" zeigt. Stellenweise ist der Kontakt scharf, und es deutet sich kein Übergang an. Die Grenzfläche ist sehr unregelmäßig geformt; es treten auch überhängende Partien auf. Besonders schwer ist die Grenze zwischen fossilfreiem Kalk im Liegenden und der darüber folgenden gelben Kruste mit den knolligen Strukturen zu ziehen. Stellenweise ist zwischen die "Blumenkohl-Strukturen" mittelgrauer Mikrit ohne Fossilien eingelagert. Über der recht dünnen gelben Kruste folgt eine fein laminierte graue Kruste, in der kalzitische runde, elliptische und röhrenförmige Organismen-Querschnitte sehr häufig sind. Dieser Krustenteil zeigt flachwellige Verbiegungen und stärker eingebuchtete Teilgebiete. Durch ?Flaserung ist gebietsweise ein Teil der organischen Strukturen aufgelöst. Kalzit-verheilte Klüfte durchsetzen das gesamte Gestein, in der Grenzzone sind sie oft stark reduziert. Außerhalb des Schliffbildes folgen zum Hangenden Kalkarenite der Kreideschiefer.

Das Erscheinungsbild dieser Grenzfläche und die Strukturen der Kruste können m.E. nur durch subaquatische Kalklösung und einen anschließenden längeren Sedimentationsstillstand, in dem sich nur die Kruste bildete, erklärt werden. Anzeichen für subaerische Erosion fehlen vollständig; vielmehr spricht die Ausbildung der Grenzfläche für eine chemische Gesteinszersetzung am Meeresboden. Da keine Anzeichen für Wellenbewegung oder andere Strömungen aufgefunden wurden, die z.T. überhängenden Partien des liegenden Gesteins im Bereich der Grenzfläche und die Ausbildung der Kruste sogar gegen Seegangseinfluß sprechen, wird diese Grenzfläche sicher unterhalb der mechanischen Wirkung von Wellenbewegungen entstanden sein.

4. Aufschluß der Grenzzone am N-Fuß der Ob. Grätlisgrat-Spitze SW des Zürser Sees. Abb. 95 zeigt einen Ausschnitt dieses Aufschlusses. Über massigem hellgrauem Kalk, der makroskopisch dem Aptychenkalk gleicht, folgen Kreideschiefer mit Kalkarenitbänken. Die Grenzfläche ist sehr kompliziert ausgebildet. Der Kalk im Liegenden ist stark "verschrattet". In den etwa 20 cm tiefen "Taschen" ist hier und da eine sedimentäre Breccie erhalten, zwischen den "Taschen" folgt eine etwa 3 cm mächtige Kruste über dem Kalk. Abb. 96 zeigt einen Dünnschliff aus der Grenzzone, Abb. 97 einen Ausschnitt daraus.

Probe und Schliff 24/68: Das Liegende bildet hellgrauer mikritischer nicht geflaserter Kalk, der nach Angabe von Dr. Pflaumann etwa dem Zeitraum Barrême bis Apt entstammt. Er ist sehr fossilreich: Crinoiden-Reste, Seeigel-Stachel, verschiedene Foraminiferen (besonders planktonische Kleinforaminiferen) u.a. Die Crinoiden-Reste sind teilweise so dicht gepackt, daß dazwischen Spatit auskristallisierte. Selten Pyritvererzung. Seine Obergrenzfläche ist unregelmäßig und scharf. An ihr und in den obersten mm des Unterkreidekalkes starke Pyrit-Vererzung, die meist etwas in Limonit umgewandelt ist. Darüber folgt eine bis etwa 3 cm dicke braune Kruste. Ihr Aufbau ist sehr unterschiedlich und wechselt lateral etwas. Im unteren Teil sind "Blumenkohl-Strukturen" vorherrschend: gelbe, feinlaminierte flachwellige, t.w. eingeschnürte Krusten. Sie liegen der Grenzfläche meist direkt auf. Zum Hangenden nehmen diese Strukturen kleine Knollen (ohne Kern) auf, zwischen die mikritischer Kalk mit wenigen Fossil-Resten (Holothurien,planktonischen Foraminiferen) eingelagert ist. Hier ist Pyrit vorhanden. Daneben finden sich Partien, die kalzitische runde, elliptische und röhrenförmige Querschnitte von ?sessilen Organismen enthalten. Darüber folgt eine ebenfalls feinlaminierte aber abweichend ausgebildete Kruste: sie zeigt Einbuchtungen und flachwellige Verbiegungen der Lamellen. Ringförmige kalzitische Organismen-Schnitte sind sehr häufig. Eine Flaserung mag angedeutet erscheinen. Darüber, aber außerhalb des Stückes folgen Kalkarenite der Kreideschiefer.
Interpretation: Verfestigter Unterkreidekalk wurde korrodiert und die Korrosionsfläche mit Pyrit imprägniert. Es folgte eine Zeit extrem langsamer und wohl extrem ruhiger Sedimentation, in der zuerst eine wohl anorganische Krustenbildung vorherrschte ("Blumenkohl-Strukturen"), dann eine Verfüllung der Hohlräume durch mikritischen Kalk und anschließend setzte eine wohl durch sessile Organismen bedingte Krustenbildung ein. Danach folgte die Kalkarenit-Sedimentation der Kreideschiefer.

Probe und Schliff 23/68 (Abb. 96 und 97): Der Kalk im Liegenden ist hellgrau, mikritisch, enthält einige ältere mikritische bereits geklüftete und mit Kalzit verheilte Kalkkomponenten, und ist fossilfrei. Dieser Kalk ist von Spalten durchsetzt, die zum großen Teil von etwas dunkleren mikritischem fossilreichem Kalk verfüllt sind. Im nicht verfüllten Teil dieser Spalten legte sich eine gelb erscheinende, z.T. feinlaminierte Kruste an die Wände der Spalten. Die verbleibenden Hohlräume der Klüfte sind mit mittelgrauem, mikritischem Kalk mit einigen Fossilresten verfüllt, die letzten Hohlraumreste mit Sparit. Über einer Anlösungsfläche folgt eine etwa 2 - 3 cm mächtige, feinlaminierte, wellige Kruste mit Einschnürungen, die sehr viele teils runde, meist ovale oder sonstige Schnitte kalzitischer Organismen enthalten. Oft ist nur ein Teil der Schnitte erhalten geblieben. Die röhrenförmigen Schnitte scheinen zum großen Teil gekammert zu sein. Neben diesen möglicherweise von sessilen Formainiferen stammenden organischen Strukturen sind selten planktonische Foraminiferen als Reste in der Kruste erhalten. Teilweise ist in der Kruste Pyrit, oft in Organismenresten. Die "Wickelstruktur" dieser Kruste scheint zum Teil primär zu sein, ist aber zum Teil durch diagenetische Beanspruchung bedingt.
Interpretation: ?Unterkreidekalk wurde geklüftet, dort Sedimentation jüngeren Mikrits, dann anorganische Krustenbildung in der Restspalte und erneute Mikritsedimentation. Anlösung des Gesamtgesteines und anschließend extrem langsame und wohl auch extrem ruhige Sedimentation, während der die durch Organismen bedingte Krustenbildung stattfand. Anschließend setzte die Kalkarenit-Sedimentation der Kreideschiefer ein. Diagenetische Veränderungen.

Die Schichtlücke umfaßt hier etwa den Zeitraum Barrême/Apt bis Mittel- oder Ober-Alb (Datierung der Kreideschiefer wiederum nur durch lithologischen Vergleich möglich). Das Erscheinungsbild dieser Grenzflächen und die Strukturen der Krusten sprechen m.E. eindeutig für Subsolution und anschließende Omission. Die Bildungstiefe lag wohl ebenfalls unterhalb der mechanischen Wirkungen von Wellenbewegung.

Die sedimentären Breccien in den "Taschen" der Grenzfläche sind besonders interessant. Die Abbildungen 98 bis 102 stellen Ausschnitte aus Dünnschliffen dieser Breccie dar.

Probe und Schliffe 30 (a-g)/68 (Abb. 98-102): Es handelt sich um einen mittelgrauen, mikritischen, sehr fossilreichen Kalk mit verschieden alten aufgearbeiteten Komponenten. Nach der Foraminiferen-Fauna hält Herr Dr. Pflaumann das Gestein für Barrême bis Apt. Das Gestein

enthält in der Matrix folgende Fauna: Ammoniten, Belemniten, Einzelkorallen, Crinoiden-Reste, Stromatolithen, Foraminiferen, besonders reichlich planktonische Formen, und andere Fossilreste. Die aufgearbeiteten Komponenten besitzen alle etwa 1 cm Durchmesser oder etwas mehr. Ihre Rundung ist unterschiedlich, oft relativ schlecht. Die Komponenten bestehen aus Hornsteinen; mikrofossilarmen, mikritischen, hellgrauen Kalken und Posidonienkalken. Die Stromatolithen sind oft um ältere Gesteinsfragmente gewachsen (z.B. um Posidonienkalk). Daneben treten Beläge und kleine laminierte Knollen auf, die m.E. anorganischer Natur sind. Die letzteren sind intensiv gefältelt ("Blumenkohl-Strukturen"). Die Grenzen zwischen Stromatolithen bzw. aufgearbeiteten Komponenten und mikritischer Grundmasse sind oft mit Pyrit belegt. Auch in der Grundmasse und in Fossilresten ist häufig Pyrit auskristallisiert.

Für die im folgenden vertretene Vorstellung waren Anregungen von Herrn Prof. Lindström ausschlaggebend. Es fällt auf, daß alle Resedimente etwa die gleiche Größe besitzen, Korn-Fraktionen, die zwischen den aufgearbeiteten älteren Gesteinsbrocken und der mikritischen Matrix vermitteln, fehlen. Die Mikrofazies der Matrix spricht für tieferes, unbewegtes Wasser. Auch der Fossilinhalt des Gesteins ist widersprüchlich: die Stromatolithen sprechen für extrem geringe Wassertiefe und starke Wasserbewegung (vgl. LOGAN, REZAK & GINSBURG 1964), die gefundenen Einzelknollen besitzen nur einen geringen bathymetrischen Aussagewert (J.W. WELLS 1967, S. 364), deuten aber auf größere Tiefen hin. Die planktonischen Foraminiferen dieses Gesteins hält Herr Dr. Pflaumann für umgelagert. Das Gleiche muß für die Stromatolithen gefordert werden. Die wohl anorganisch entstandenen laminierten Knollen sind wahrscheinlich autochthon. Deshalb scheint folgende Deutung zwingend: Die Resedimente und die Stromatolithen wurden durch Sedifluktion (Rud. RICHTER 1952) aus Gebieten mit sehr geringer Wassertiefe und starker mechanischer Einwirkung (Wellenbewegung) in tiefere Ablagerungsräume unterhalb des Einflußbereiches der Wellenwirkung transportiert. Dort wurden sie als Resedimente in die tiefsten "Taschen" der "zerschatteten" Unterkreidekalke eingelagert. Auf der freien Oberfläche des Unterkreidekalkes konnte sich kein Resediment halten, hier bildeten sich (?gleichzeitig oder etwas später) die Krusten, an deren Aufbau sessile Organismen beteiligt sind.

Wenn somit auch für diesen Aufschluß eine relativ große Wassertiefe angenommen werden muß, so kann doch aus dem Auftreten der Stromatolithen allein geschlossen werden, daß in der Unterkreide andere, wohl nicht sehr weit entfernte Gebiete nahezu im Niveau des Meeresspiegels lagen.

Kreideschiefer

Über den sehr verschiedenartigen Gesteinen der Unterkreide bzw. über einer Diskontinuität folgt die mächtige monotone Serie der Kreideschiefer, die aus dunklen mürben Schiefern und eingeschalteten Kalkarenit-Bänken mit unterschiedlich hoher Quarzführung aufgebaut wird.

Die Kreideschiefer sind im gesamten Arbeitsgebiet vorhanden, aber auf die Muldenkerne beschränkt. Da sie eine recht große Mächtigkeit besitzen und auch meist flachwellig gefaltet sind, können sie sehr weite Areale aufbauen.

Der Verwitterung gegenüber sind sie nicht sehr widerstandsfähig, so daß sie meist sanfte Hänge bedingen. Daneben können sie aber auch schroffe Bergflanken und reich gegliederte Grate (Gamsbodenspitze) verursachen. Sie zerfallen in sehr feinen Schutt, der manchmal große Halden aufbaut. Die undurchlässigen Böden auf Kreideschiefern sind in den tieferen Regionen z.T. mit Erlen bewachsen, meist werden sie von Weideflächen bedeckt. Mit Ausnahme des Formarin Sees liegen alle Seen des Gebietes mindestens vorwiegend in Kreideschiefer-Arealen.

Lithologisch ist die Untergrenze der Kreideschiefer in den Gebieten mit diskontinuierlicher Sedimentation sehr scharf: über einer gewellten, meist mit einer Kruste bedeckten Grenzfläche folgen sofort typische mürbe, dunkle Kreideschiefer, in die einzelne Kalkarenit-Bänke mit Quarzführung eingeschlossen sind. Auch in den Gebietsteilen mit kontinuierlicher Sedimentation ist diese Grenze meist gut faßbar: über den verschiedenartigen Gesteinen der Unterkreide folgen nur noch

dunkle mürbe Schiefer. In ihren tiefsten Teil sind einige Kalkarenit-Bänke mit Quarführung eingeschlossen.

Biostratigraphisch läßt sich der Beginn der Kreideschiefer in dem hier vertretenen Sinne recht gut belegen. In den tieferen Kreideschiefern fanden sich einige Ammoniten (det. Dr. J. Wiedmann). Am SE-Ende des Gehrengrates fanden sich etwa 13 m im Hangenden der Aptychenkalke (die Unterkreide-Serie ist hier relativ geringmächtig) in einer Wechsellagerung aus recht kalkigen Kreideschiefern und typischen Kreideschiefern in einer Kalkschieferlage zwei Exemplaren von Puzosia mayoriana (D'ORBIGNY) des Mittelalb-Untercenoman, daneben kleine, in Pyrit erhaltene Ammoniten, die nicht bestimmt werden konnten. Im Schutt der Kreideschiefer NE des E-Endes des Wasserstollens, der Klösterle Schütz mit Dalaaser Schütz verbindet, fand sich ein Beudanticeras sp. Mit größter Sicherheit entstammt es ebenfalls dem tiefsten Teil der Kreideschiefer. J. Wiedmann gab zu diesem Fund folgende Notiz: "Die Pyritinnenwindung ist artlich unbestimmbar, steht aber wohl der Typusart, B. beudanti (BRONGNIART), aus dem höheren Alb recht nahe". Im Schutt der tieferen Kreideschiefer fand sich am Weg östlich des Gehrengrates eine Kossmatella (K.) romana WIEDMANN. Kossmatella (K.) romana WIEDMANN ist eine Form, die nach WIEDMANN (1962, S. 164 u. 1962, S. 50) im tieferen Alb einsetzt, aber ihre größte Häufigkeit im Mittel- bis Oberalb besitzt. Im Ost-Teil des Gebietes fanden sich leider keine bestimmbaren Ammoniten in den Kreideschiefern. KOCH (1959, S. 71) und STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 71) fanden ebenfalls in den tiefsten Metern der typischen Kreideschiefer Ammoniten, die Mittel- bis Ober-Alb belegen. KOCH konnte einen Fund sogar auf Oberalb einschränken. Nach diesen Faunenfunden scheint ein Alter von Mittel-Ober-Alb für die tiefsten typischen Kreideschiefer gesichert. HUCKRIEDE (1956, S. 107 ff.) ließ diese auf Grund von Foraminiferen-Faunen schon im tieferen Alb beginnen.

Wie hoch die Kreideschiefer in der Spuller-See-Mulde biostratigraphisch reichen, konnte nicht geklärt werden. HUCKRIEDE (1956, S. 107 ff.) konnte für das Gebiet von Kaisers nach-

weisen, daß der überwiegende Teil der Kreideschiefer dem Alb zuzurechnen ist, nur in einer Probe konnte er Cenoman nachweisen. SCHIDLOWSKI (1962, S. 58) konnte mit Formainiferen (det. F. Bettenstaedt) Turon (bis Conciac) nachweisen.

Eine Untergliederung der monotonen Serie scheint nicht möglich. KRAUS (1949, S. 40) hielt besonders reichlich Feinsandsteinbänke führende Schiefer für tiefere Lagen der Kreideschiefer. HUCKRIEDE (1956, S. 108) stellte zwar fest, daß besonders die tieferen Teile der Kreideschiefer Sandsteine führen, führte aber auch Sandsteine aus höheren Abteilungen der Schichtfolge auf und trennte deshalb keine basalen sandsteinreichen Kreideschiefer ab. Auch im bearbeiteten Gebiet können besonders tiefere Lagen der Kreideschiefer reich an "Sandsteinen" sein, die aber innerhalb der ganzen Schichtfolge auftreten können, so daß sie nicht dazu geeignet sind, als Unterscheidungsmerkmal zwischen tieferen und höheren Kreideschiefern zu dienen.

Darüber hinaus zeigte sich sogar oft, daß gerade der basale Teil der Kreideschiefer arm an "Standsteinen" ist und diese sich erst mehrere Meter über der Basis der Kreideschiefer in die Schiefer einschalten. Ein besonders schönes Profil, das deutlich diese Erscheinung zeigt, ist im Nord-Hang der Mahdloch-Spitze ausgebildet: Über einer sehr geringmächtigen Oberjura-Unterkreide-Folge beginnen die Kreideschiefer mit einer über 10 m mächtigen Folge von Tonschiefern, in die nur sporadisch einzelne geringmächtige Kalkarenit-Bänke mit Quarzführung eingelagert sind. Darauf folgt eine Schieferserie, in die bis zu 15 cm mächtige gradierte "Sandsteinbänke" eingelagert sind. Zum Hangenden verfeinert sich das Sediment wieder, und es schließen sich einige Meter Tonschiefer an. Sehr plötzlich setzt dann eine etwa 20 m mächtige Folge ein, die vorwiegend aus "Sandsteinbänken" und nur untergeordnet aus Schieferlagen aufgebaut wird. Die "Sandsteinbänke" sind bis zu 1 m mächtig, oft feingeschichtet und weisen häufig "Schiefer-Schmitzen" auf, die bis etwa 5 cm Größe erreichen können. Über dieser Serie folgen wieder vorwiegend Schiefer,

die auch den Gipfel der Mahdloch-Spitze aufbauen. Das weitere Profil ist nicht so gut aufgeschlossen, aber auch hier schalten sich immer wieder "Sandsteinbänke", die oft mehrere dm mächtig werden können, in die Schiefer ein. In den "Sandsteinen" fanden sich in verschiedenen Niveaus dieser Serie Orbitolinen (ihre Bestimmung steht noch aus). Daneben auch seltener kleine planktonische Formainiferen.

Besonders im Gebiet südöstlich der Ravensburger Hütte finden sich auf den Schichtflächen der "Sandsteinbänke" sehr häufig Pflanzenhäcksel, deren Ausrichtung keine bevorzugte Richtung erkennen ließ. Anzeichen von Sedimentgleitungen sind relativ häufig in den klastischen Partien zu erkennen, wie sie auch aus anderen Teilen der Lechtaler Alpen beschrieben wurden (KOCH 1959).

Die gesamte Serie der Kreideschiefer ist sehr arm an Makrofossilien. Außer den erwähnten Ammoniten fanden sich einige Belemniten in den tieferen Lagen der Kreideschiefer westlich des Gehrengrates und einige stark zerbrochene Inoceramenreste.

Sedimentologische Untersuchungen der Kreideschiefer stehen leider noch aus. Einige Schliffe von kalkigen Kreideschiefern und der darin eingeschalteten "Sandsteinbänke" zeigen eine mannigfaltige Gesteinsausbildung. Die Schiefer sind wenigstens manchmal sehr reich an Mikrofossilien. Einige Schliffe zeigen, daß diese Gesteine zum überwiegenden Teil aus Schwammnadeln oder kalzitisierten Radiolarien bestehen können. Als Ausnahme wurden auch pyritgefüllte Radiolarien beobachtet. Dagegen zeigen die relativ häufig auftretenden planktonischen Foraminiferen sehr häufig eine Füllung aus Pyrit. Viele Schiefer zeigen eine starke Bioturbation. "Sandsteine" wurden von mehreren Lokalitäten untersucht. Es zeigte sich, daß alle überprüften Gesteine hauptsächlich aus Kalzit-Kristallen und Fossildetritus bestehen und daß der prozentuale Anteil an Quarz oder anderen Fremdmineralien nicht höher als bis etwa 30 % ansteigt. Makroskopisch stark Sandsteinen ähnelnde Gesteine vom Westhang

des Gehrengrates führten überhaupt keinen Quarz, sondern bestanden vorwiegend aus rekristallisierten Radiolarien. Die Zusammensetzung der Quarz führenden Kalkarenite schwankt offensichtlich recht stark: als Hauptkomponenten treten eckige, oft undulös auslöschende Quarze und Quarzit-Bruchstücke auf, stark untergeordnet können daneben auch Biotit, Muskovit, Chlorit und Plagioklas vertreten sein. Die Muskovite liegen z.T. in stark verformten Fetzen vor. Möglicherweise liegen relativ viele stark umgewandelte Feldspäte in einigen Schliffen vor.

"Ölquarzite", wie sie HUCKRIEDE (1958, S. 229) aus dem Klesenzatal beschrieb, oder auch nur Annäherungen an diesen Gesteinstyp wurden nicht aufgefunden.

Paläogeographische Schlüsse können aus dem kleinen bearbeiteten Gebiet nicht gezogen werden.

Ausgestaltung der Morphologie und Quartär

Mit der Sedimentation der Kreideschiefer schließt die geosynklinale Vorgeschichte dieses Teilgebietes. Es folgte die Zeit der tektonischen Ausgestaltung und die erosive Abtragung des entstandenen Gebirges.

Wohl vorwiegend im jüngeren Tertiär wurden die Grundzüge der heute vorliegenden Morphologie angelegt (vgl. KLEBELSBERG 1935): besonders die weichen Kreideschiefer wurden wohl schon damals stark erodiert und es entstand ein ausgedehntes System von Verebenungsflächen. AMPFERER (1930, S. 104) sieht z.B. Reste eines älteren Tal-Systems in den Furchen des Flexen- und Arlberg-Passes. Dazu mögen auch die Jöcher südlich vom Spuller See und Formarin-See gerechnet werden, die freilich alle im Pleistozän von Gletschern überformt wurden. Reste höherer Verebenungsflächen sind ebenfalls relativ häufig, so z.B. auf beiden Seiten des Gehrengrates, im Gebiet "Auf der Ganda", westlich des Zürser Sees und außerhalb des kartierten

Gebietes die Flächen auf beiden Seiten des Flexen-Passes (vgl. AMPFERER & ASCHER 1925, S. 387 f.). Ebenfalls vor dem Quartär dürfte gebietsweise der Hauptdolomit/Plattenkalk-Komplex verkarstet sein. Ein stark glazial überformter Karstsee ist der Formarin See.

Im Pleistozän gestalteten Gletscher durch mechanische und chemische Einwirkung das morphologische Relief: die Täler wurden breit ausgeschliffen, die Hänge unterhalb der Trogschultern geglättet, Kare geprägt und Gebiete mit weichen Gesteinen besonders übertieft. Während in der letzten Vereisung die Gletscher über die Jöcher dem Klostertal zuflossen, müssen in einer älteren Vereisung auch Gletscher aus den Zentralalpen über die Felsschwellen der Spuller-See-Gegend dem Lechtal zugeströmt sein, wie ein von AMPFERER aufgefundener Rest zentralalpiner Geschiebe südöstlich der Tannleger Alpe beweist.

Für das Landschaftsbild sind ebenfalls die Lockermassen wichtig, welche die Gletscher zurückließen: ausgedehnte Grundmoränen (z.B. im Gebiet der Tannleger Alpe) und ausgeprägte auffällige Seiten- und Endmoränen in verschiedenen Höhenlagen (besonders schön im Gebiet nordwestlich der Roggal-Spitze) fallen sofort auf.

Auf die formende Wirkung der Eiszeiten und die Ablagerungen der Gletscher gingen für das bearbeitete Gebiet bzw. dessen Umgebung verschiedene Autoren ein, besonders hervorgehoben seien einige Arbeiten von AMPFERER.

Nach dem Rückzug der Gletscher wurde die Landschaft durch die Wirkung der Erosion weiter verändert: Bergstürze, Gehängerutschungen, Steinschlag, Wildbäche, Lawinen und Muren hinterließen ihre Spuren.

Gebietsweise kam es aber auch im Holozän zu bescheidener organogener Sedimentation: besonders auf wasserundurchlässigen Schichten bildeten sich kleine Moore. Ein Vorkommen bei der

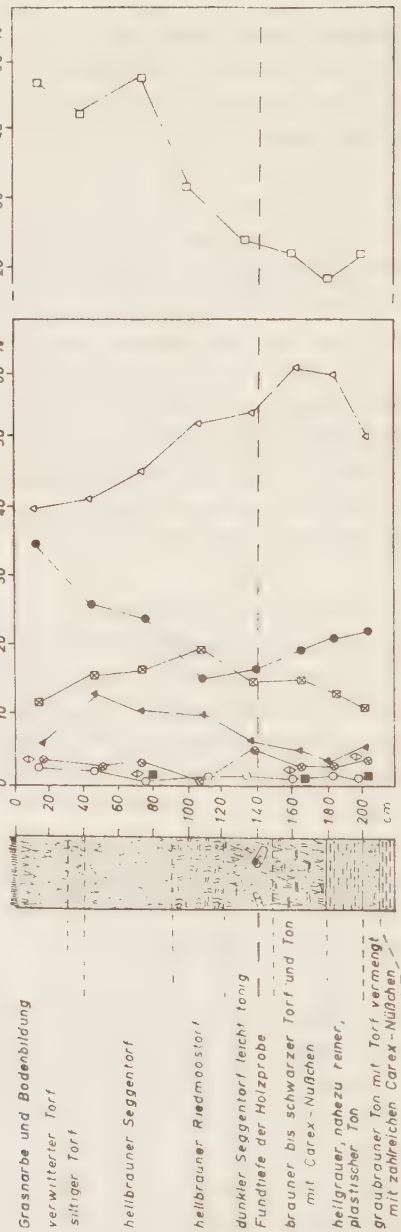


Abb. 19: Profil und Pollendiagramm eines Torfes nördlich der Dalaaser Staffel.

Dalaaser Staffel könnte genauer untersucht werden. Abb. 19 zeigt ein Profil und ein Pollendiagramm dieses Torfes.

Das Profil konnte bis in 2,10 m Tiefe aufgenommen werden. Die Pollen wurden nach Anweisung von Herrn Prof. Leschik (Marburg) von Herrn D. Melchior (Fankfurt/M.) freundlicherweise bearbeitet, eine ^{14}C-Analyse verdanke ich Herrn Dr. Geyh (Hannover).

Das Profil beginnt mit torfhaltigem Ton und wird zur Hauptsache aus Seggentorf aufgebaut. Riedmosstorf ist untergeordnet eingeschaltet. In 1,40 m Tiefe sind viele Holzreste erhalten.

Nach der pollenanalytischen Untersuchung erfolgte der Beginn der Torfbildung mit großer Wahrscheinlichkeit am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal, frühestens ca. 2500 v.Chr., möglicherweise aber erst um 2000 v.Chr., und dauerte bis in die historische Zeit an. Durch lokale Faktoren (Vorherrschen von Alnus) ist das Pollenspektrum verzerrt. Die ^{14}C-Altersbestimmung wurde an Holz von Picea abies var. excelsa ausgeführt. Die Altersbestimmung mit 3160 $\pm$ 105 vor heute stimmt mit der pollenanalytisch gewonnenen Angabe überein. Es zeigte sich damit, daß pollenanalytische Altersangaben in relativ hochgelegenen Mooren der westlichen Kalkalpen und bei starker Beeinflussung durch regionale Spezialverhältnisse dennoch zuverlässig sind. FIRBAS (1926) kam zu ähnlichen Ergebnissen.

Über die jüngere Sedimentation im Becken des Spuller Sees berichtet AMPFERER (in AMPFERER & ASCHER 1925, S. 378). Danach ist ein Teil seines Bodens von einem dunklen zähen Schlamm bedeckt, in dem nach AMPFERER eine Geweihstange eines Riesenhirsches gefunden wurde. Zur Berichtigung dieser Mitteilung sei festgehalten, daß es sich jedoch um ein Elchgeweih handelt (freundliche Mitteilung Dr. W. Krieg, Dornbirn).

TEKTONIK

Übersicht

Obwohl auf den ersten Blick der weitspannige Bau der Spuller-See-Mulde, des beherrschenden tektonischen Elementes des bearbeiteten Gebietes, einfach erscheint, bemerkte bereits AMPFERER (in AMPFERER & ASCHER 1925, S. 381), daß die Einfachheit der Mulde durchaus keine ursprüngliche ist, "sondern nur eine scheinbare, dadurch entstanden, daß eine tiefgreifende Erosion vielfach die komplizierten Ränder ganz entfernt hat. An einigen Stellen ist aber doch noch soviel erhalten geblieben, um wenigstens eine schwache Vorstellung von der hochkomplexen Muldenstruktur zu erhalten."

Bevor auf die tektonischen Strukturen im einzelnen eingegangen wird, erscheint es angebracht, sie zuerst im Zusammenhang kurz zu betrachten (vgl. Tektonische Karte, Beilage).

Die große, meist weitgespannte Spuller-See-Mulde streicht im östlichen Teil des bearbeiteten Gebietes vorwiegend Ost-West. Etwa vom Spuller See nach Westen biegt ihre Achse langsam in die Südost-Nordwest-Richtung um, die dann vom Gehrengrat ab hervortritt. M. RICHTER (1956, S. 201 f.) sah "die Ursache für dieses ... Streichen ... im Auftreten der Davennaschuppe ..., die sich von Dalaas bis zum Westrand der Kalkalpen im Rätikon als neues Element einschaltet ... Die Klostertal-Schuppe macht also durch ihr NW-Streichen den Raum für diese neue Schuppe frei." Besonders stark ist die Mulde im Bereich des Spuller Sees zusammengepreßt. Nach Süden schließt sich der oft stark gestörte relativ schmale Klostertaler Sattel und nach Norden das breite Gewölbe des Sattels von Lech an.

Im östlichen Gebietsteil wird der Ost-West streichende Sattel- und Muldenbau von jüngeren Querstrukturen geschnitten und stark überprägt. Östlich der Gruben-Spitze ist im Hauptdolomit der Nord-Flanke des Klostertaler Sattels eine große steilachsig verfaltete Querstruktur ausgebildet, so daß die Gesteine

gebietsweise nahezu Nord-Süd streichen. Auch weiter im Osten, im Gebiet des Roßkopfes, zeigt der Hauptdolomit vorwiegend Nord-Süd-Streichen. In der Spuller-See-Mulde ist die morphologisch eindrucksvolle Querstruktur der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe aufgesattelt. Die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe ist an großen etwa SE-NW streichenden Störungsbahnen hauptsächlich nach Westen geschoben und herausgehoben. An beiden Störungsbahnen haben wohl die Verschiebungen auch einen lateralen Anteil gehabt. Während die Störung im Südwesten der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe keinen sehr großen Versatz erkennen läßt, zerschneidet die im Nordosten der Gruppe alle Zusammenhänge und ist von größter Wichtigkeit. Nach Nordwesten ist die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe durch ein Bündel von Abschiebungen gegen den Nord-Flügel der Spuller-See-Mulde gestört. Zwischen Spuller-See-Mulde und der Querstruktur der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe besteht ein Zusammenhang. Sie stellt eine autochthone Aufsattelung der Mulde dar und ist nur etwas nach Westen bzw. nach Nordwesten und auch etwas gegen Südwesten vorgeschoben, so daß die Mulde steil heraushebt.

Nur der südlichste Teil der Spuller-See-Mulde streicht südlich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe weiter nach Osten und findet sein Ende zwischen der Querstruktur des Klostertaler Sattels und derjenigen der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe. Dieser Muldenteil ist stark verschuppt und vor allem komplex verfaltet.

Nordöstlich der großen Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordosten begrenzt,setzt ein Nordwest-Südost streichender z.T. komplizierter Sattel- und Muldenbau ein, der nach Osten in die große Mulde des Flexen-Passes übergeht.

Weitere bedeutende Querstrukturen liegen in der Schafberg-Gruppe; sie bedingen wohl z.T. die starke Verschmälerung der Mulde im Bereich des Spuller Sees.

Der Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde ist zwischen seinem komplexen Ost-Ende und dem Spuiler See sehr einfach gebaut, abgesehen von einigen Blattverschiebungen.

Westlich des Spuller Sees verbreitet sich die Spuller See-Mulde stark und ist i.a. sehr einfach gebaut. Ihr Süd-Flügel ist z.T. überkippt, in ihm entwickelt sich westlich der Glongmähder die "Formarin-Störung" aus Falten-Strukturen, die wie die Störung selbst nach NW einschwenken.

Der Nord-Flügel der Spuller-See-Mulde ist westlich des Spuller Sees i.a. sehr einfach gebaut: flaches bis mittelsteiles Fallen nach Südwesten herrscht vor. Etwa ESE-WNW-streichende Störungen zersetzen diesen Flügel häufig.

Im großen betrachtet heben alle Strukturen westlich des Spuller Sees langsam gegen Nordwesten heraus. Das entspricht M. RICHTER's Deutung (1956, S. 191): "In den Vorarlberger Alpen ergibt sich auch die Tatsache, daß die Basis der oberostalpinen Decke viel weniger tief hinabreicht als weiter östlich. Die gesamte Basis der Kalkalpen steigt gegen Westen sehr deutlich an und liegt zwischen Dalaas und Buchboden erheblich höher als weiter im Osten."

In der nachstehenden Detail-Beschreibung wird - vom Spuller See ausgehend - erst der östliche Teil des Gebietes beschrieben und zwar in der Reihenfolge: Süd-Flügel, Nord-Flügel, Interbau der Mulde, Querstruktur der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe, südöstlicher Muldenteil, Strukturen nordöstlich der Wildgruben-Roggal-Spitz Gruppe. Darauf folgt die Beschreibung des westlichen Teiles in der Reihenfolge: Süd-Flügel der Mulde und Entwicklung der "Formarin-Störung", Nord-Flügel und Internbau der Mulde.

Der Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde zwischen Spuller-See und Blisadona-Spitze

Im Bereich der südlichen Sperrmauer des Spuller Sees wird die Süd-Flanke der Spuller-See-Mulde durch zahlreiche große Blattverschiebungen zerlegt. Ein Kartenschema der abgeräumten Süd-Schwelle gab AMPFERER (in AMPFERER &ASCHER 1925, S. 385). Danach gehören diese Störungen der "Formarin-Störung" an und

sind hier jünger als alle übrigen Strukturen, "die sie alle samt und sonders abschneidet". Da schon kurz darauf hingewiesen wurde, daß die "Formarin-Störung" sich aus einer Faltenstruktur im Gebiet der Glongmähder entwickelt und auch eine völlig andere Natur besitzt, können diese Blattverschiebungen auf keinen Fall ihr zugerechnet werden. Abb. 20 zeigt eine Karten-Skizze dieses Gebietes: es handelt sich um mehrere, verschieden wichtige Störungen, die i.a. etwa 125/80° einfallen, es treten aber auch steil nach circa 300° einfallende Verschiebungen auf. Viele zeigen Harnisch-Striemung; aus vielen Messungen seien zwei repräsentative Werte herausgegriffen: 205/15° und 045/30°. Einige Harnisch-Striemungen zeigen steileres Einfallen, das heißt, die Blattverschiebungen zeigen auch eine Schräg-Komponente. Auf der West-Seite der Sperrmauer sind recht gute Aufschlüsse erhalten, auf der Ost-Seite ist eine morphologisch stark hervortretende Blattverschiebung aufgeschlossen. Zum Teil sind die Schichtglieder im Bereich der Blattverschiebungen tektonisch äußerst stark beansprucht.

Nach Nordosten reichen die größten Blattverschiebungen mindestens bis nördlich der südlichen Halbinsel des Spuller See Ost-Ufers, da hier wieder der Süd-Rand der Mulde recht weit nach Norden versetzt ist. Möglicherweise reicht auch eine bis in den Nord-Flügel der Mulde (s.S.160). Der Verlauf dieser Blattverschiebungen nach Südwesten ist unsicherer: die westlichen Blattverschiebungen klingen sicher schnell aus, da schon am Ost-Fuß des Grates der Plattnitzerjoch-Spitze keine Spuren von ihnen mehr zu erkennen sind. Die größeren, besonders diejenige, welche genau in der Mitte des Joches durchschneidet, münden in streichende Störungen ein: eine davon bedingt sicher den Ausfall der Kössener Schichten südlich der Dittes-Hütte am Spuller See, danach scheint sie in den Kössener Schichten südlich der Plattnitzerjoch-Spitze an Bedeutung zu verlieren. Die östlichen schneiden die Kössener Schichten ab, die von der Rhon-Spitze nach Westen herabziehen.

Die Blattverschiebung in diesem Gebiet bedingen sicher, daß anstelle eines durchgehenden Bergrückens im Süd-Flügel der

Blattverschiebungen im Bereich des Spuller Sees

Abb. 20

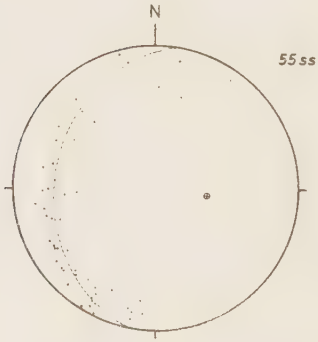


Abb. 21: Flächenpol-Diagramm der Aptychenkalke nordwestlich der Goppel-Spitze.

Spuller-See-Mulde hier das Joch angelegt wurde. An ihnen ändert sicht abrupt der Bau der Mulden-Süd-Flanke, was RICHTHOFEN (1862) verwundert hat.

Östlich dieser Blattverschiebungen ist der Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde einfach gebaut: fast ausschließlich fallen die Schichten steil nach Norden ein. Die Grenze zwischen Raibler Schichten und Hauptdolomit, die auch südlich des Spuller Sees tektonisch stark überprägt ist, ist im Gipstäle als große steile Störung ausgebildet und zwischen 1700 und 1800 m gut aufgeschlossen. Der Hauptdolomit ist an ihr weitgehend ausgemerzt. Westlich des Gipfels der Rhon-Spitze schneidet eine größere, etwa SSW-NNE streichende steile Störung die Süd-Flanke der Mulde zum großen Teil durch, besonders deutlich an der Versetzung und Überprägung der Kössener Schichten sowie an dem Ausdünnen des Rätolias-Kalkes nach Osten erkennbar. Westlich der Goppel-Spitze sind einige kleinere Blattverschiebungen im Rätolias-Kalk ausgebildet. Am Nordwest-Rand des Kars nördlich der Rhon-Spitze und auch westlich davon fallen die jüngeren Schichtglieder gebietsweise steil nach Süden ein. Hervorgehoben sei eine lokale steilachsige Verfaltung der jüngeren Schichtglieder nordwestlich des Gipfels der Goppel-Spitze. AMPFERER (1925, Abb. 16) zeichnete sie zwar, erkannte aber nicht deren Bedeutung. Die Achsen fallen hier mit 60° fast genau nach Osten ein (s. Abb. 21). Dieses ist das westlichste Vorkommen steilachsiger Verformung.

Im Gebiet des Schaflegers taucht noch westlich der im folgenden beschriebenen Blattverschiebungen ein kleiner Sattel aus Allgäu-Schichten und Oberjura auf, dessen Achse $250/10^{\circ}$ fällt (Abb. 22).

Dieser einfache Bau des Süd-Flügels der Spuller-See-Mulde ändert sich östlich einer gedachten Linie vom Gebiet des Schaflegers zur Blisadona-Spitze entscheidend: An zwei rechtshändigen etwa NW-SE streichenden Blattverschiebungen wird hier der Süd-Flügel der Mulde nach Südosten versetzt. Während die westliche nach Südosten anscheinend im Hauptdolomit/Plattenkalk

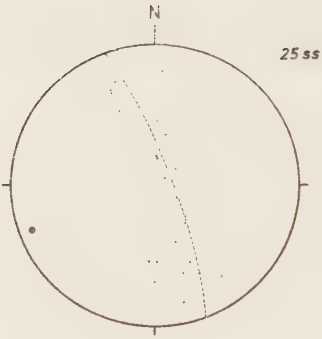


Abb. 22: Flächenpol-Diagramm in Aptychenkalken im Sattel bei "Schafleger"

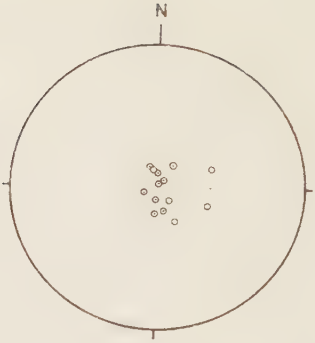


Abb. 23: B-Achsen-Diagramm, erstellt aus Messungen an Fältelungsachsen im Bereich der westlichen Blattverschiebung westlich des Spullersalp-Kopfes.

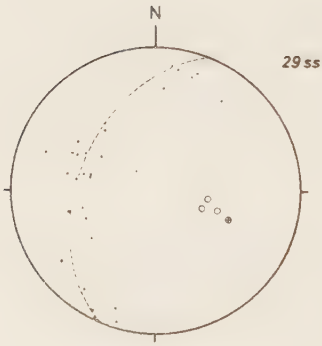


Abb. 24: Flächenpol-Diagramm im Kössener Schichten zwischen den beiden Blattverschiebungen westlich des Spullersalp-Kopfes.

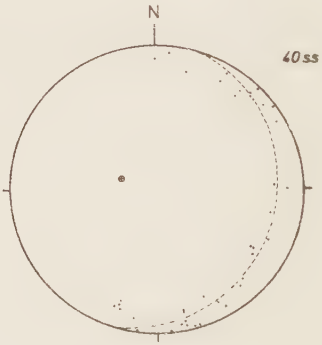


Abb. 25: Flächenpol-Diagramm in Aptychenkalken im Sattel zwischen den beiden Blattverschiebungen westlich des Spullersalp-Kopfes.

ausklingt, mündet die östliche am Grat südlich der Blisadona-Spitze in die gestörte Grenze Raibler Schichten/Hauptdolomit. Östlich an diese Blattverschiebungen schließt sich der komplexüberprägte Abschnitt des südlichen Teiles der Spuller-See-Mulde südlich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe an.

Beide Blattverschiebungen treten im Landschaftsbild deutlich hervor. An der westlichen wurden in stark überprägten Allgäu-Schichten durchweg steile Fältelungsachsen gemessen (Abb. 23). Weiter nach Südosten ist diese Störung durch einen wenige Meter breiten Streifen stark beanspruchter Kössener Schichten akzentuiert. Zwischen den beiden Blattverschiebungen streichen die Kössener Schichten wieder etwa Ost-West, zeigen aber kleinräumige Verfältelungen mit mittelsteil nach Südosten fallenden Achsen (Abb. 24). Ebenfalls zwischen den beiden Blattverschiebungen deutet sich erstmals verstärkt der Baustil an, der östlich davon größte Bedeutung erlangt: Die Oberjura/Unterkreide-Folge ist steilachsig verfaltet, die Achse taucht 287/70° ab (Abb. 25).

Die östliche Blattverschiebung schneidet im Nordwesten ebenfalls einen kleinen Sattel aus Aptychenkalk an, der offensichtlich nach Westen abtaucht.

Der Nord-Flügel der Spuller-See-Mulde vom Spuller See bis nordöstlich des Stierloch-Joches

Nördlich des Spuller Sees ist der Nord-Flügel der Spuller-See-Mulde im Bereich des Schafberges recht komplex verformt. Zumal die Morphologie dieser Berggruppe die Falten-Elemente nicht gerade deutlich hervortreten läßt, sind Deutungsversuche früherer Bearbeiter nur zum Teil geglückt.

RICHTHOFEN (1862, S. 98, Abb. 19) erklärte den Schafberg durch eine "großartige Überstürzung" des Mulden-Nord-Flügels nach Süden. AMPFERER stellte den Schafberg mehrmals dar und beschrieb ihn 1932 (S. 109) als ein mächtiges Gewölbe von Hauptdolomit, das aus mehreren Bruchstücken zusammengefügt und im Süden von jüngeren Schichten überlagert ist: "Die Südseite des Schafberges läßt sich aber mit der Auf-

fassung als einfacher Gewölbeflügel durchaus nicht erschöpfend beschreiben. Hier treten uns eine ganze Reihe von abweichenden Strukturen sowie auch eine fremde Gesteinsscholle entgegen." Er erkannte aber schon 1930 (S. 136, Abb. 34) im Nord-Hang des Schafberges "ostwestliche Verschiebungen". KRAUS (1949) deutete den Schafberg durch schichtparallele oder fast-schichtparallele Verspießungen am Nord-Rand der Spuller-See-Mulde, die "keine Auswalzung unter einer höheren Decke, sondern eine stauende Verschuppung durch Fastfugen-Gleitung" darstellen.

Es handelt sich um einen großen Quersattel mit Gesteinen des Nors im Kern, der den größten Teil dieses Gebietes aufbaut. Die hangenden Schichten sind nur auf der Westseite dieses Sattels erhalten geblieben, wo sie auf den inkompetenten Kössener Schichten abgeschert und für sich verfaltet wurden. Sie bilden mehrere NS bis NW-SE streichende und nach S bzw. SE flach einfallende Falten.

Zuerst wird der Kern der Querstruktur aus Gesteinen des Nors beschrieben, anschließend die einzelnen Falten-Elemente in den hangenden abgescherten Schichten von Westen nach Osten fortschreitend.

1. Kern der Querstruktur: Der Nord-Fuß der Gruppe fällt mit der Grenze Raibler Schichten/Hauptdolomit zusammen. In den Nord-Hängen der Berggruppe fällt der Hauptdolomit steil nach Süden, weiter nach Süden wird aber das Einfallen immer flacher. Im Ost-Teil der Berggruppe reichen die Gesteine des Nors besonders weit nach Süden. Hierdurch zeichnet sich die Nord-Süd streichende Queraufwölbung ab, die auch an den stark von der Süd-Richtung abweichenden Fall-Werten zu erkennen ist. Im Osten taucht diese Querstruktur im Gebiet südwestlich der Gstütner-Hütte mit mittelsteilem Fallen nach Südosten ab. Im Westen, im Bereich des Plattele fällt er unter die hangenden, hier stark ausgemerzten Kössener Schichten. Im Süden und Südosten ist er durch große Abschiebungen begrenzt.

In diesem großen Hauptdolomit/Plattenkalk-Komplex ist eine kleine Abschiebung von nahezu flachlagerndem Plattenkalk gegen mittelsteil Süd-fallenden Hauptdolomit angelegt. Sie streicht

aus dem Tal nördlich des Stierlich-Joches schräg den Hang hinauf und schneidet den Grat südlich des Unt. Schafberges (2406 m). Weiter nach Westen setzt sie sich offensichtlich in den Süd-Rand der Schutthalde "Auf der Rüfi" fort, deren morphologische Begrenzung sie bedingt. Westlich davon klingt sie aus; auf der Westseite des Mehlsackes ist keine bedeutende Störung nachweisbar. Diese Abschiebung beschrieb auch AMPFERER (1932, S. 109), und KRAUS (1949, S. 36) deutete sie als Unterschiebung. Ein großes etwa NE-SW-streichendes steiles Störungssystem zerschneidet den Nord-Teil der Gruppe: es setzt östlich "Unter dem Schafberg" ein, zieht westlich am Unt. Schafberg entlang und bedingt den Westrand des "Schneetales".

2. Faltenelemente in den hangenden Schichten: Im folgenden werden die einzelnen Faltenelemente von Westen nach Osten fortschreitend beschrieben: Eine große NS-streichende Mulde mit Allgäu-Schichten im Kern ist in der West-Flanke des Schafberges ausgebildet. Nach Osten schließt sich ein Sattel mit Kössener Schichten im Kern an, der ebenfalls vorwiegend N-S streicht; sein östlicher Flügel baut den Gipfel des Schafberges auf. Südlich des Gipfels folgt nach Osten noch eine zweite kleinere Mulde mit Kreideschiefern im Kern. Ein weiterer kleiner Sattel aus Rätolias-Kalk, der etwa NW-SE streicht, schließt sich an. Nach Nordosten folgt schließlich noch eine kleine Mulde mit Allgäu-Schichten.

Die große Mulde im Westhang des Schafberges setzt im Norden am Grat westlich des Gipfels des Schafberges ein, verbreitert sich stark gegen Süden, da ihre Achse leicht gegen Süden einfällt und reicht bis zur Nord-Sperre des Spuller Sees, wahrscheinlich noch etwas weiter nach Süden. Ihr Internbau konnte nicht näher geklärt werden, scheint aber kompliziert zu sein. Die Allgäu-Schichten dieser Mulde sind meist geschiefert.

Der nach Osten anschließende Sattel mit Kössener Schichten im Kern verändert sein Erscheinungsbild von Norden nach Süden stark: Im Bereich des Gipfels des Schafberges ist der Sattelkern zerrissen (Abb. 26). An einer scharfen, flachen, leicht

Abb. 26: Schafberg von Norden

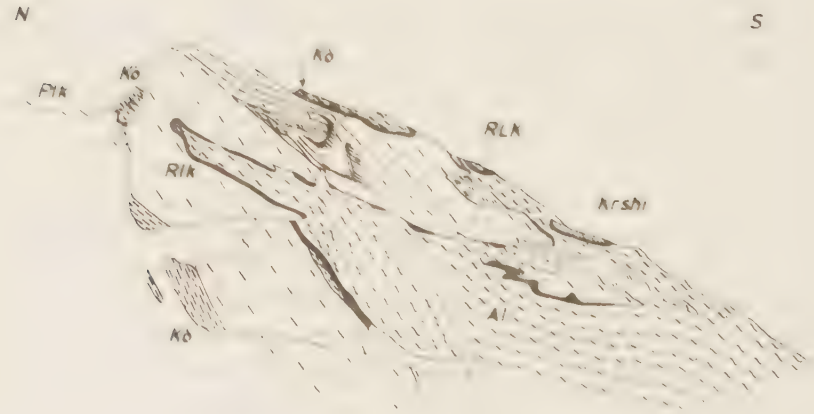


Abb. 27: Schafberg von Westen

N
Schafberg
Teilskizze der
Sattelstruktur im
W-Hang des Schaf-
berges
200 m

Abb. 28:

gewellten Überschiebungsbahn sind die Kössener Schichten west-vergent auf den westlichen Sattel-Flügel überschoben. Diesen Kössener Schichten wiederum liegen Rätolias-Kalke des Ost-Flügels des Sattels auf, die den Gipfel des Schafberges aufbauen. Nach Süden entsteht im steilen Westhang des Schafberges daraus ein liegender westvergenter Sattel, dessen Kern aus Kössener Schichten auf weite Strecke noch aufgeschlossen ist (Abb. 27). Die Kontakte zu dem ummantelnden Rätolias-Kalk sind hier nicht mehr gestört. Der Ost-Schenkel dieses Sattels fällt 108/30°. Am Grat südlich des Schafberg-Gipfels sind auch noch die hier sehr geringmächtigen Unterlias-Rotkalke und die Allgäu-Schichten dieses östlichen Sattel-Flügels erhalten. Von SSW streicht eine große Störungsbahn in diesem Bereich in den westlichen Flügel dieses Sattels hinein und erreicht nahezu seinen Kern. An dieser Störungsbahn sind Unterlias-Rotkalke und Allgäu-Schichten stark verschuppt muldenförmig eingeklemmt (Abb. 28). Eine weitere große Störung verläuft etwas weiter südlich. Südlich davon (nördlich "Schafplatten") geht dieser liegende westvergente Sattel in einen Tauchsattel über, von dem allerdings nur noch kleine Reste erhalten geblieben sind, die auf der großen Mulde westlich des Sattels zu schwimmen scheinen. Man muß annehmen, daß die Achse dieses Sattels nicht genau NS streicht, sonder hier eher in ein NW-SE Streichen abbiegt, da dieser Rest des Tauchsattels weiter nach Süden reicht, als der abtauchende Sattel aus dem er abgeleitet werden muß. Ob das kleine Rätolias-Kalk Vorkommen südlich dieses Tauchsattel-Restes den südlichsten Aufschluß dieses großen Sattelzuges darstellt, kann nicht geklärt werden.

Nordwestlich HP 2223 am Gratweg auf den Schafberg bildet eine kleine Mulde, deren Kern mit Kreideschiefern gefüllt ist, den Verlauf der nächst östlichen Mulde ab. Ihre Achse verläuft ebenfalls etwa NNW-SSE. Auf den östlichen Flügel dieser Mulde sind Allgäu-Schichten überschoben worden. Dies deutet auf ein weiteres etwa Nordwest-Südost streichendes Faltenelement hin: Nordwestlich HP 2223 stellen sich die Allgäu-Schichten des Mulden-Ost-Flügels steil, sind z.T. nach Westen überkippt und

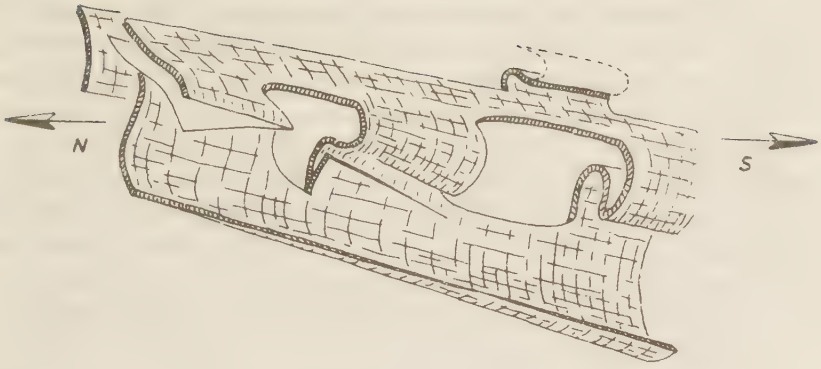


Abb. 29: Schematische Darstellung der Verfaltung im Schafberg

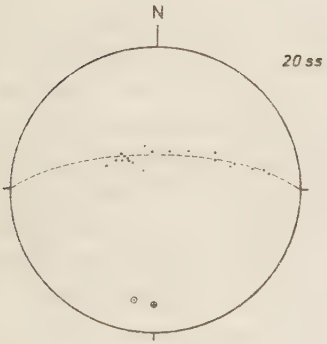


Abb. 30: Flächenpol-Diagramm einer Spezialfalte in Allgäu-Schichten im West-Hang des Schafberges.

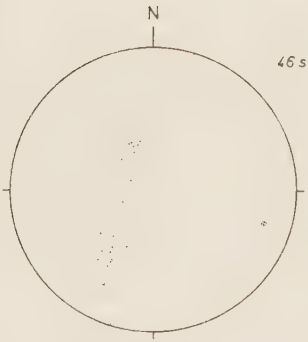


Abb. 31: Flächenpol-Diagramm einer Spezialfalte in Kössener Schichten im Nord-Hang des Schafberges.

der liegende Rätolias-Kalk ebenfalls. Von hier aus finden sich östlich des Grates kleine Schollen Rätolias-Kalk auf den Allgäu-Schichten des Mulden-Ost-Flügels, ihr schönster Aufschluß ist nördlich HP 2223 auf dem Grat erhalten geblieben. Da der Verband zwischen den Allgäu-Schichten und dem Rätolias-Kalk nicht zerrissen ist, muß ein reiner Schuppenbau, wie ihn KRAUS (1949) annahm, abgelehnt werden. Es handelt sich vielmehr um den westlichen Schenkel der höchsten Sattelstruktur, die sonst gänzlich erodiert wurde. Südwestlich "Hals" ist im Nordwesten dieser nahezu vollständig abgetragenen Sattelstruktur eine kleine Nordwest-Südost streichende, nach Südosten flach einfallende Mulde mit Allgäu-Schichten im Kern erhalten, die zwischen den Rätolias-Kalken stark eingeklemmt ist.

Nach Osten folgt unter nahezu gänzlichem Ausfall der Rätolias-Kalke und der Kössener Schichten sofort der südlichste Teil der großen, etwa Nord-Süd streichenden Antikliniale aus Gesteinen des Nors, die die östliche Schafberg-Gruppe aufbaut und in diesem Teilgebiet recht intensiv gestört sein kann.

Eine schematische Skizze, die die Verfaltung im Schafberg darstellt, zeigt Abb. 29. Abb. 30 zeigt eine flach nach Süden abtauchende Spezialfalte in den Allgäu-Schichten der großen Mulde im Westhang des Schafberges (SW-Hang des Schafberges, 1935 m), Abb. 31 stellt eine nahezu Ost-West streichende Sattelstruktur in Kössener Schichten am Fuß des Nord-Absturzes des Schafberges dar. Durch diese E-W streichenden Falten wird der recht unübersichtliche Bau des Schafberges weiterhin kompliziert.

Der südlichste Teil des Schafberges wird vorwiegend aus Allgäu-Schichten aufgebaut. Die Interntektonik dieses Gebietes ist sehr komplex und konnte nicht zur völligen Zufriedenheit geklärt werden. Unter anderem treten nach Südosten abtauchende Faltenachsen auf; wichtiger scheinen aber etwa Ost-West streichende Abschiebungen gegen Oberjura-Gesteine und sogar Kreideschiefer der Spuller-See-Mulde, die in sich noch verschuppt sind. Wahrscheinlich stellen diese Abschiebungen die westlich-

sten Aufschlüsse der großen Störungen dar, die weiter im Nordosten die Schafberg-Gruppe auf weite Strecken gegen Südosten begrenzen: im Südwesten handelt es sich dabei um steile Abschiebungen, weiter nach Nordosten um flachere.

Die Aufschlüsse dieser großen Störungsbahn wurden bislang sehr unterschiedlich interpretiert: AMPFERER (in AMPFERER & ASCHER 1925, S. 384) sah in ihnen die Verlängerung der Formarin-Störung: "Sie läßt sich ... an der SO-Flanke des Schafberges vorbei an der Brazer Staffel bis ins Gebiet der Stierlochalpe zusammenhängend nachweisen." Im Bereich der Ravensburger Hütte sah er in diesem durch Störungen begrenzten Vorkommen einen letzten Rest einer höheren allochthonen Einheit (1932, S. 110): "Von dieser Schubmasse ist heute im Bereich des Schafberges wohl nur noch die Aptychenkalk-Scholle bei der Ravensburger Hütte erhalten." KRAUS (1949, S. 39) kam im Gebiet der Ravensburger Hütte zu der Überzeugung, daß "schichtparallele Gleitung" vorliegt: "Das Ganze ist eine annähernd den Schichtfugen parallel gequetschte, um die weichen Kössener und Liasfleckenmergel verminderte Schichtfolge zwischen Hauptdolomit und Kreideschiefern..." (die einzelnen Schichtglieder innerhalb der Schuppen fallen hier aber mittelsteil nach Südwesten ein - also etwa senkrecht zu den Aufschiebungen, die steil nach Südosten fallen). STENGEL-RUTKOWSKI (1960) mißdeutete diese Störungen offensichtlich wenigstens zum Teil als Transgressionskontakte.

Ihre westlichsten eindeutigen Aufschlüsse finden sich im Südhang des Schafberges: Die nördlichere der Abschiebungen schneidet südlich HP 2223 als große Störung den hier etwa 200/55° einfallenden Rätolias-Kalk; an ihr ist noch ein Span Kreideschiefer eingeklemmt. Die südlichere begrenzt im Gebiet des Luser den Rätolias-Kalk nach Süden und setzt sich wohl noch in die Abschiebungen im Süd-Hang des Schafberges fort. Nach Nordosten folgen bei der Ravensberger Hütte ihre schönsten Aufschlüsse (Abb. 103). Südwestlich davon sind sie gebietsweise von Kreideschiefern überdeckt (s.S.160). Weiter nach Nordosten laufen diese Abschiebungen in eine Störung zusammen, die gut am Stierloch Joch aufgeschlossen ist. Ihr nordöstlichster Aufschluß fand sich im Gebiet südwestlich der Gstütner Hütte.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß von der Gstüt Alpe nach Nordosten über die Ortschaft Lech hinaus eine ebenfalls sehr große Störung verläuft (STENGEL-RUTKOWSKI 1960); vielleicht steht diese mit den beschriebenen Abschiebungen in Zusammenhang.

Diese Abschiebung im nordöstlichen Teil bzw. die Abschiebungen im südwestlichen Teil bedingen, daß in diesem Gebietsteil die Nord-Flanke der Spuller-See-Mulde z.T. stark unterdrückt ist und so der etwa Nord-Süd streichende Plattenkalk-Sattel im Ostteil der Schafberg-Gruppe fast an die Kreideschiefer der Spuller-See-Mulde reicht.

Die Interntektonik der Spuller-See-Mulde östlich des Spuller Sees und das Ost-Ende ihres nördlichen und zentralen Teiles

Zur Interntektonik der Spuller-See-Mulde östlich des Spuller Sees können leider fast keine Angaben gemacht werden, da einerseits die gleichförmige Verbreitung der Kreideschiefer eine Untergliederung in Teilmulden und -sättel im Kartenbild nicht zuläßt und andererseits die Aufschlußverhältnisse meist für direkte Beobachtungen nicht ausreichen.

Südlich der Einmündung des Alp-Baches in den Spuller See sind die Kreideschiefer tektonisch stark beansprucht, was wohl darauf hindeuten mag, daß die Blattverschiebungen, die im Bereich der Süd-Sperre des Spuller Sees so deutlich hervortreten, wenigstens z.T. noch in dieses Gebiet reichen. Es ist deshalb auch wahrscheinlich, daß die etwa Nord-Süd streichende tektonische Grenze zwischen Rätolias-Kalk und Kreideschiefer im Süd-Hang des Schafberges südlich "Hochweide" ebenfalls eine Verlängerung dieser Blattverschiebung darstellt (s.S.160) - diese wäre also jünger als die großen Abschiebungen, die die Schafberg-Gruppe nach SE begrenzen.

Im allgemeinen herrscht in dem großen aus Kreideschiefern aufgebauten Areal östlich des Spuller Sees mittelsteiles bis steiles Einfallen nach Süden, Südosten oder Südwesten vor; nur in einem recht schmalen Streifen am Süd-Rand der Mulde herrscht nördliches Einfallen vor. Daraus ergibt sich ein recht eindeutiger Bau dieser großen Mulde.

In ihrem östlichen Teil, im Gebiet von Gleck und nördlich davon, können kompliziertere Verformungen in den Kreideschiefern

festgestellt werden (vgl. KRAUS 1949, S. 40 f.): intensive Verfältelung, oft mit steilen Achsen. Hier ist die Mulde durch das Vordringen und Herausheben der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe bereits überprägt worden.

Betrachten wir die Ausstreichlinie der Basis der Kreideschiefer zuerst, so heben die nördlichen Teile der Spuller-See-Mulde mittelsteil nach Nordosten heraus. In der Schuppenzone an der Ravensburger Hütte fällt die Liegendgrenze der Kreideschiefer recht steil nach SW. Hier ist das "primäre" Ostende der Spuller-See-Mulde durch die Abschiebungen (s.S.160) relativ weit nach Südwesten versetzt. Im Gebiet nördlich der Brazer Staffel und nordöstlich davon ist auf weite Strecken das Herausheben der Mulde gut zu verfolgen. Wenn auch Oberjura nördlich der Brazer Staffel nicht nachgewiesen werden konnte, so setzt er doch wenig östlich der Brazer Staffel ein und läßt sich dann von dem Gebiet "Auf der Lieferig" bis zur "Grossen Tule" verfolgen. KRAUS' (1949, S. 39) Angabe, daß die Kreideschiefer bei der Brazer Staffel anscheinend unter den Allgäu-Schichten hervorkommen, trifft nicht zu.

Nordöstlich "Auf der Lieferig" reichen die Kreideschiefer in einer fast ungestörten Mulde weit den Hang in Richtung auf den HP 2345 hinauf. Nahezu ganz ist diese kleine Kreideschiefer-Mulde von geringmächtigem Aptychenkalk umgeben. Südöstlich davon springt umgekehrt ein Sattel aus Allgäu-Schichten kräftig gegen Südwesten vor. Möglicherweise reicht eine zweite, schlecht aufgeschlossene Mulde mit Oberjura im Gebiet "Köpf" ebenfalls weit gegen Nordosten. Sicher konnte in dem Gebiet der "Großen Tule" eine schmale Mulde mit Kreideschiefern im Kern ziemlich weit hangaufwärts nach Nordosten verfolgt werden. Sie ist mit Ausnahme ihres gestörten Südost-Randes (s.S.170) gänzlich von Oberjura und Allgäu-Schichten ummantelt.

Im großen betrachtet streichen hier also die nördlichen Teile der Spuller-See-Mulde etwas steiler als der morphologische Anschnitt des Hangens nach NE heraus. Das Umlenken in NE-

streichende, nach Südwesten fallende Achsen der Teilmulden ist sicherlich mit dem Vorschub der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe in Zusammenhang zu bringen. Auch Falten in Allgäu-Schichten östlich des Stierloch-Joches zeigen dementsprechend Achsenfallen nach SW (Abb. 32).

Im Gegensatz zu diesen Befunden zog AMPFERER (1932, Blatt "Klostertaler Alpen") vom Gebiet der "Großen Tule" nach Nordosten einen schmalen Streifen Kreideschiefer durch. Dieser Kreideschiefer-Streifen sollte die hornsteinreichen Allgäu-Schichten der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe, in der er eine Deckenscholle sah (s.S.166), gegen die Allgäu-Schichten des Nordost-Randes der Spuller-See-Mulde trennen, und war somit für seine tektonische Deutung von größter Bedeutung. KRAUS (1949, S. 49) untersuchte ebenfalls diesen entscheidenden Aufschluß und schrieb: "Echten Kreideschiefer konnten wir an der fraglichen Grenze nirgends finden, wohl aber einen ununterbrochenen Zusammenhang ..." der Allgäu-Schichten. Die Neubegehung ergab, daß Kreideschiefer hier zwar den Hang weit nach NE hinaufziehen, daß aber eindeutig der nördliche Bereich der großen Spuller-See-Mulde hier primär endet, so daß KRAUS im Prinzip zuzustimmen ist.

Betrachtet man aber nicht allein den Ausstrich der Kreideschiefer der Spuller-See-Mulde, so wird noch klarer, daß hier im Nordwesten bzw. im Norden der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe ein ungestörter Verband der Spuller-See-Mulde mit der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe vorliegt; denn das Nordost-Ende der Spuller-See-Mulde läßt sich bis zu der großen Störungsbahn, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordosten begrenzt, ins Gebiet des Spuller Gümple verfolgen. Es gehört hier aber ebenso zur Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe wie zur Spuller-See-Mulde.

Im Nordwesten ist der gesamte Komplex Spuller-See-Mulde und Querstruktur bis östlich der Stierloch-Alpe zu verfolgen. Er wird dort unter Ausfall der Kössener Schichten durch die bereits beschriebene Abschiebung vom Hauptdolomit/Plattenkalk-Komplex des Nord-Flügels der Spuller-See-Mulde getrennt.

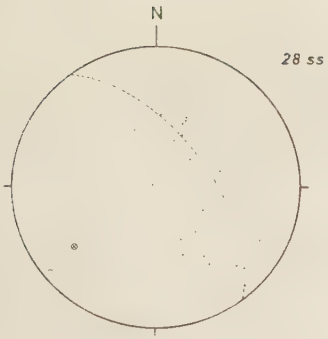


Abb. 32: Flächenpol-Diagramm der Allgäu-Schichten östlich des Stierloch-Joches

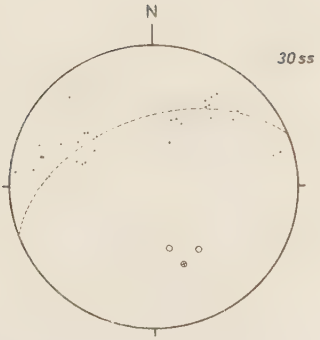


Abb. 33: Flächenpol-Diagramm aus Allgäu-Schichten des Joches südwestlich Spullers Gümple.

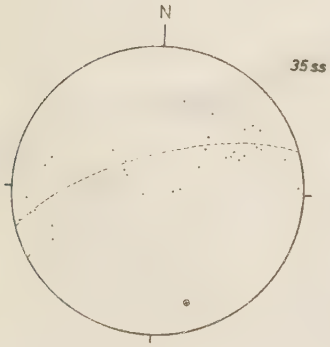


Abb. 34: Flächenpol-Diagramm aus hornstein-reichen Allgäu-Schichten südlich Spuller Gümple.

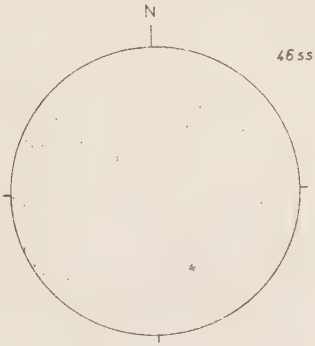


Abb. 35: Flächenpol-Diagramm aus hornstein-reichen Allgäu-Schichten westlich der Erste Hilfe Hütte im Spullers Gümple.

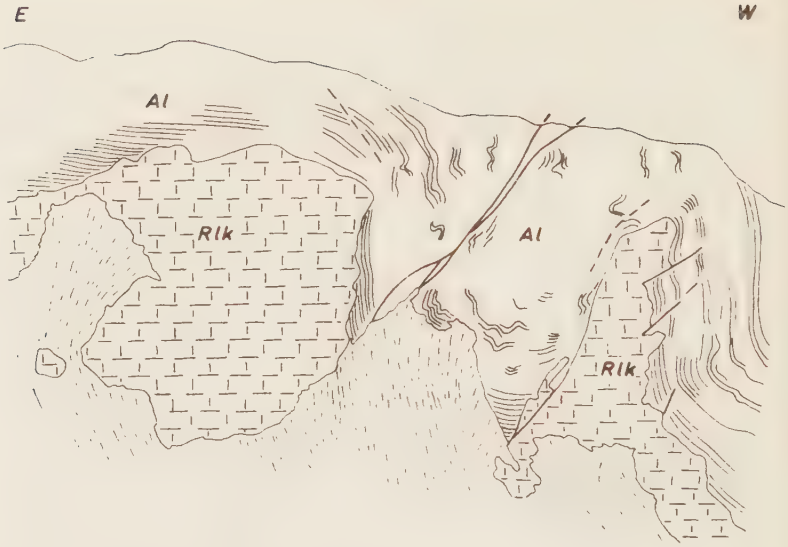


Abb. 36: Süd-Wand der "Stierlöcher"

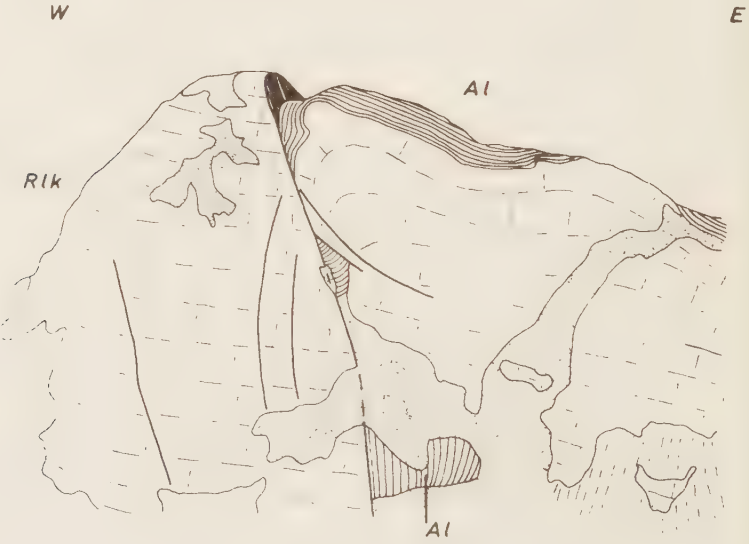


Abb. 37: Nord-Wand der "Stierlöcher"

Die Interntektonik des Gebietes zwischen Brazer Staffel und Spuller Gümple ist recht kompliziert und konnte im einzelnen nicht geklärt werden. Südwestlich des Spuller Gümple beobachtet man nach SSE abtauchende Faltenelemente in Allgäu-Schichten (Abb. 33 - 35), die gleichzeitig mit den großen Querstrukturen entstanden sein dürften.

Die tiefeingeschnittenen "Stierlöcher" geben einen sehr schönen Einblick in die Interntektonik dieses Bereiches: Abb. 36 zeigt die Südwand dieses steilen Tales, Abb. 37 die Nordseite bei HP 2169: Auf der Südseite ist im Osten ein breiter "Sattel" aus Rätolias-Kalk ausgebildet, an den sich nach Westen eine stark gestörte Mulde aus Allgäu-Schichten anschließt, die ihrerseits wieder durch einen disharmonisch aufgepreßten Sattelkern aus Rätolias-Kalk abgelöst wird; darauf folgt dann nach Westen ein weites Gebiet mit Allgäu-Schichten. Der Berg vom HP 2169 besteht dagegen nahezu gänzlich aus Rätolias-Kalk, geschnitten von einer 113/41° fallenden großen Störung. An dieser Störung sind Allgäu-Schichten eingeklemmt, die wohl den letzten Rest der im übrigen ausgepreßten Allgäu-Schichten-Mulde zwischen den beiden "Sätteln" aus Rätolias-Kalk der Süd-Wand darstellen.

Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe

AMPFERER (in AMPFERER & ASCHER 1925, AMPFERER 1930) sah in dieser Berggruppe zuerst eine alte Querfaltung der Spuller-See-Mulde, schloß sich aber 1932 der Auffassung des Geologen St. Müller an, der sie für eine Schubmasse mit gegen Westen schauender Stirn hielt. "Es stellt die Wildgruben-Sp.-Gruppe also eine westliche Fortsetzung der Deckenscholle der Hasenfluh vor, die aber zu einer Stirnfalte eingerollt erscheint, welche ihre Front gegen W zu richtet." Er folgerte daraus: "Die O-W-Bewegung der Inntaldecke und die damit verknüpfte Stirneinrollung muß also wesentlich jünger als die in der Richtung S-N erfolgte Tauchdeckenbildung sein." (1932, S. 170 f.) (zu der Tauchdeckenbildung s.S.174). 1934 parallelisierte er die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe mit der Krabachjoch-Decke. KRAUS (1949) erkannte, daß die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe keinen Deckenrest darstellt, sondern daß sie in + gestörten Verband mit der Spuller-See-Mulde steht. Er deutete sie als "eine beinahe allseits durch unterschiebende Kreide

> entwurzelte und von Kreideschiefern überdeckte Trias-Jura-Faltenplatte," die sich aus einer alten "schon für die Oberjurazeit nachweisbaren Querschwelle entwickelte". (1949, S. 48).

Bei der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe handelt es sich um eine an großen etwa Südost-Nordwest streichenden Störungsbahnen hauptsächlich nach Westen etwas vorgeschobenes steil abtauchendes Gewölbe mit Hauptdolomit im Kern. Nur nach Nordwesten hängt diese Struktur noch nahezu ungestört mit der Spuller-See-Mulde zusammen.

Genau im Westen der Gruppe fanden sich keine Aufschlüsse, da hier die entscheidenden Gebiete durch starke Schuttüberdeckung verdeckt sind. Einen wichtigen Hinweis auf sehr steiles Abtauchen nach Westen gegen die Kreideschiefer der Mulde stellen steilgestellte Allgäu-Schichten westlich der Roggal-Spitze dar, die leicht gewellt sind: im Diagramm (Abb. 38) fällt die ß-Achse $312/74^{\circ}$. Ebenfalls steilachsige Verfältelungen finden sich in den Kreideschiefern westlich der Roggal-Spitze. Auf keinen Fall stützen diese Beobachtungen die Annahme von KRAUS, daß diese Berggruppe von beinahe allen Seiten durch unterschiebende Kreide entwurzelt ist (1949, S. 48 u. Abb. 15; in dieser Abb. hat KRAUS etwas sonderbar N-S streichende Sättel und Mulden konstruiert, die von Kreideschiefern unterfahren werden). Nach SSW bzw. SW ist diese große Sattelstruktur durch eine Störung gegen die südlichsten Teile der Spuller-See-Mulde begrenzt. Diese Störung muß wenigstens z.T. als Blattverschiebung gedeutet werden (Roggal-Spitze nach Westen versetzt). Die Zusammenhänge zwischen der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und den südlich anschließenden Teilen sind durch diese Störung zwar stark gestört, aber noch überblickbar. Die Störung selbst, Abb. 39 zeigt einen schönen Aufschluß südlich der Unt. Wildgruben-Spitze, ist komplex gebaut; teilweise ist sie SSW-vergent, meist fällt sie aber steil nach SSW ein, wie z.B. südlich der Roggal-Spitze. Eine leichte Aufschiebung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach SSW bzw. SW deutet sich auch in Faltenachsen südlich dieser Störung an (s.S.180). Nach Westen läßt sich diese Störung bis südwestlich der Roggal-Spitze ver-

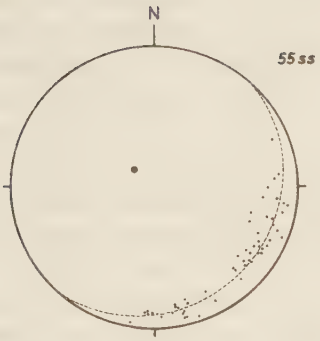


Abb. 38: Flächenpol-Diagramm der Allgäu-Schichten westlich der Roggal-Spitze, östlich "Gleck".

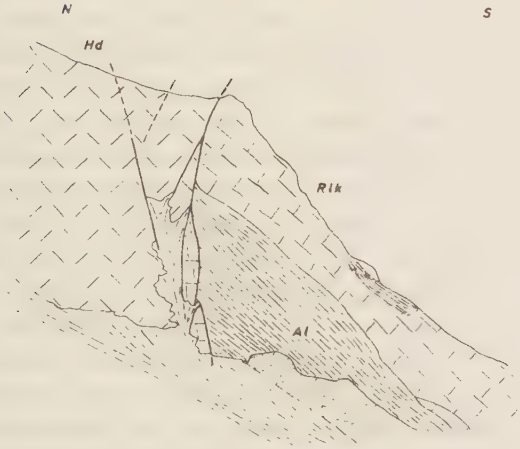


Abb. 39: Aufschluß der großen Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach SW bzw. SSW begrenzt südlich der Unt. Wildgruben-Spitze.

folgen, weiter nach Westen verliert sie sich in den Kreideschiefern der Spuller-See-Mulde. Nach Osten ist sie sicher bis auf das Gruben-Joch zu verfolgen, weiter nach Osten bedingt sie wahrscheinlich im Gebiet westlich des Roßkopfes das östliche Ende der südlichen Teilgebiete der Spuller-See-Mulde mit; nähere Aussagen können über dieses stark gestörte Gebiet aber nicht gemacht werden.

Sehr viel einschneidender ist die Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordwesten begrenzt: der Baustil der Gebiete auf beiden Seiten kann nicht verglichen werden. AMPFERER beschäftigte sich 1934 eingehend mit dieser Störung und gab verschiedene Abbildungen davon. Er konnte auch zeigen, daß diese Störung wenigstens zum Teil eine Blattverschiebung darstellt, deutete sie aber als Deckengrenze. Er scheint sich hier um eine sehr komplexe Bewegungsbahn zu handeln. Die Störung läßt sich eindeutig vom Gebiet zwischen HP 2169 und HP 2121 südlich der Gstütner Hütte - also weit nördlich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe - durch das ganze Spuller Gümple südlich am Mahdloch Joch vorbei zum Muggengrätle und bis an den Nord-Fuß der Flexen-Spitze verfolgen. Während sie auf dieser ganzen Strecke mehr oder weniger von Nordwesten nach Südosten streicht, scheint sie vom Fuß der Flexen-Spitze ab etwas mehr in West-Ost-Richtung abzubiegen und dem Zürser Täli folgend in das Bachbett des Stuben Baches hineinzustreichen. Allerdings findet sich auch westlich des Roßkopfes eine etwa Nordwest-Südost streichende Störung, an der der östlichste Teil der Spuller-See-Mulde (s.S.182) heraushebt. Auch in dieser Störung könnte allenfalls die Verlängerung der großen Störungsbahn zu suchen sein. Wahrscheinlicher scheint mir aber, daß diese Störung an die im Vorhergehenden beschriebene Störungsbahn im Süden der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe anschließt. Demnach ist ein Zusammenhang zwischen der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe mit dem Gebiet des Roßkopfes und so mit dem Klostertaler Sattel wahrscheinlich. Auf die große Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordosten begrenzt, muß im Zusammenhang mit dem Gebiet nordöstlich davon etwas genauer eingegangen werden.

Zum überwiegenden Teil besteht die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe aus Hauptdolomit und Plattenkalk, der i.a. steil einfällt. Im Gebiet der Flexen-Spitze allein liegt der Hauptdolomit flach; er richtet sich nur im nordöstlichen Teil der Flexen-Spitze steil auf und fällt etwa nach WSW ein. Im Bereich südlich der Unt. Wildgruben-Spitze fällt er steil nach WSW bzw. sogar invers nach ENE ein. Von hier gegen N bzw. NE schwenkt der Hauptdolomit allmählich in NE-Streichen ein: Im Grat südöstlich der Ob. Wildgruben-Spitze fallen Hauptdolomit und Plattenkalk steil nach NW und z.T. auch invers sehr steil nach SE ein.

Die auffällige Pyramide der Roggal-Spitze wird aus steil nach Westen einfallendem Rätolias-Kalk aufgebaut. Westlich der Roggal-Spitze findet sich eine kleine Mulde mit Allgäu-Schichten am Fuß der Wand, deren Achse ganz flach etwa nach Süden einfällt (Abb. 40). An diese kleine Mulde schließt sich nach Westen erneut ein kleiner Sattel aus Rätolias-Kalk an, dessen westliche Flanke steil abtaucht.

Nördlich der Roggal-Spitze setzt sich der Rätolias-Kalk - am Hennensattel stellenweise durch Quartär verdeckt - bis in das Gebiet der Ob. Wildgruben-Spitze fort. Hier wird der Rätolias-Kalk durch eine Ost-West-streichende Störung zerschnitten, die im westlichen Teil nur ein Hochsetzen des Gebietes südlich davon bedingt. Weiter östlich beobachtet man eine sehr viel kompliziertere Störung. Möglicherweise ist sie ident mit den tiefgreifenden Störungen, die südöstlich der Ob. Wildgruben-Spitze den Plattenkalk des Kammes durchschneiden und zwischen denen eingeklemmt noch Kreideschiefer auf dem Grat erhalten geblieben sind (AMPFERER 1934, Abb. 6).

Die Kössener Schichten sind in der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe zum großen Teil tektonisch stark ausgedünnt: im Sattel östlich der Roggal-Spitze sind sie recht ungestört erhalten, keilen aber sowohl nach Norden als auch nach Süden tektonisch bedingt stark aus. Südlich der Ob. Wildgruben-Spitze sind sie

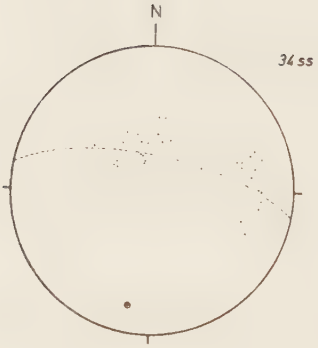


Abb. 40: Flächenpol-Diagramm der Allgäu-Schichten-Mulde im West-Hang der Roggal-Spitze.

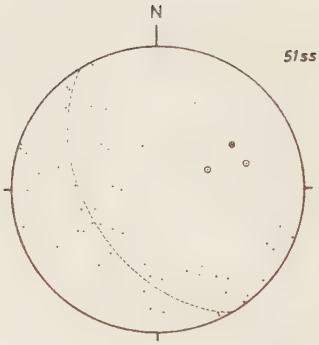


Abb. 41: Flächenpol-Diagramm aus spezialgefalteten Kössener Schichten südlich der Ob. Wildgruben-Spitze westlich des Grates.

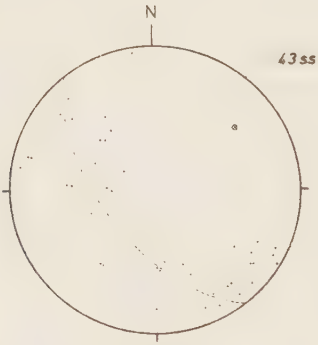


Abb. 42: Flächenpol-Diagramm aus spezialgefalteten Kössener Schichten südlich der Ob. Wildengruben-Spitze auf dem Grat.

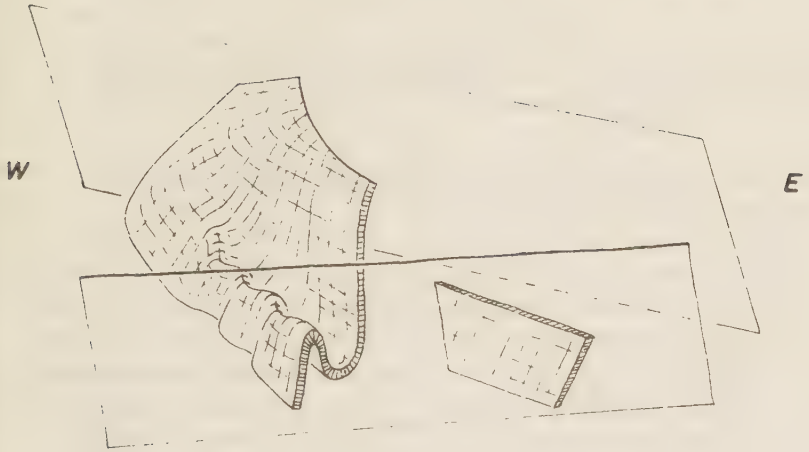


Abb. 43: Schematische Darstellung des Abtauchens der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe gegen Westen. Die großen Störungen sind als weiße Flächen angedeutet.

stark spezialgefaltet. Die gemessenen bzw. konstruierten Achsen tauchen nach NE bis ENE ab (Abb. 41, 42). Auch die hornsteinreichen Allgäu-Schichten des Gipfelaufbaus der Ob. Wildgruben-Spitze sind stark spezialgefaltet. In ihnen konnten am Grat südlich des Mahdloch-Joches folgende Achsen gemessen werden: 045/20°, 058/10°, 060/20°, 187/42° und 215/45°.

Abb. 43 zeigt eine sehr schematische Darstellung des Abtauchens der Gruppe gegen Westen.

Der südliche Teilbereich der Spuller-See-Mulde östlich der Blisadona-Spitze

Während der nördliche Teil der Spuller-See-Mulde mäßig steil und der mittlere sogar sehr steil gegen die Struktur der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe heraushebt, streicht der südliche Teil der großen Mulde südlich an der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe vorbei weiter nach Osten. Erst östlich des Gruben-Joches hebt auch dieser Muldenteil, weiter durch die große steilachsige Struktur des Klostertaler Sattels im Bereich der Gruben-Spitze eingeengt, endgültig heraus. Die Kreideschiefer des Muldenkerns erreichen dabei fast das Gruben-Joch.

Das Gebiet östlich des Gruben-Joches ist tektonisch stark beansprucht und dabei gebietsweise nicht ausreichend aufgeschlossen, so daß nicht sehr viele Einzelheiten über das komplizierte Ende dieser Teilmulde erarbeitet werden konnten.

Der Internbau dieser sowohl durch die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe als auch durch den Quersattel im Klostertaler Sattel eingeengten Teilmulde ist recht kompliziert: viele Kontakte sind tektonisch gestört, die inkompetente Füllung der Mulde (vor allem Allgäu-Schichten und Kreideschiefer) wurde eng verfaltet und die entstandenen Strukturen wurden vor allem durch den Schub der Struktur im Klostertaler Sattel nach Westen gepreßt und steilgestellt: Für die stark eingeengte Mulden-Füllung wurde etwas Platz einerseits durch die beiden Blattverschiebungen westlich des Spullersalp-Kopfes (s.S.152) geschaffen,

die den Mulden-Süd-Flügel etwas nach Süden versetzten, andererseits auch durch Ausfall der Kössener Schichten. Besonders schön kann diese Tektonik am Spullersalp-Kopf selbst abgelesen und bewiesen werden.

> AMPFERER (1925 in AMPFERER & ASCHER) lenkte als erster die Aufmerksamkeit auf diesen schönen und interessanten Berg: "Wir erkennen fünf Tauchfalten, welche ihre Stirnen von S her übereinander in die Kreideschiefer der Spullerseemulde hineinbohren. Das Bild erinnert vollkommen an die Schweizer Verhältnisse und stellt meines Wissens die einzigen deutlichen Tauchfalten der Ostalpen dar. ... Ich glaube, daß es sich hier um Walzfalten und Einrollungen handelt, welche bei der Überschiebung jener großen Schubmasse entstanden, von der wir einen Rest an der Hasenfluh kennengelernt haben." (1925, S. 381). Die Tauchdeckenbildung sollte älter als der Einschub der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe sein (1932, S. 108). KRAUS (1949, S. 42) schrieb zwar: "Nach AMPFERER's geologischem Kartenbild kann man am Spullersalpkopf mit normalen, gegen W axial sinkenden und schmalen Sätteln aus Lias oder auch nur Oberjura rechnen, die mit stark ungleichsietig gebauten Schubbrettern von unten aus den Kreideschiefern empor-, teilweise vielleicht auch von oben in sie hinabspießen." Er deutet die Tektonik aber als durch intensive Verschuppung entstanden: "Insgesamt fand ich am Spullersalpkopf eine steil nach N überkippte und allseits ausdünnende Schubbrettschar von hornsteinführendem Lias, wenig Radiolarit und dunkelgrauem Spatkalk (wohl Oberjura), welche sich mit tieferen (weil wieder Feinesandsteinbänke-führenden) Kreideschiefern verschuppte." (1949, S. 44).

Vor allem im südlichen Teil des Spullersalp-Kopfes ist eine oft intensive kleinräumige Verschuppung zwar nicht zu übersehen, allein sie ist nur Begleiterscheinung einer intensiven Verfaltung der Schichten. Allgäu-Schichten, Gesteine des Oberjura und Kreideschiefer sind eng verfaltet: sie bilden fünf Sättel und fünf Mulden. Die Achsen der Sättel und Mulden fallen dabei steil nach Westen, Süden oder Osten ein. Ein schon eng gefaltetes Synklinorium wurde durch Schub aus Osten steilgestellt und nach Westen gepreßt. Durch die Bewegung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach SSW wurden diese Strukturen weiter eingeengt. Diese intensive Überprägung verursachte in den Jungschichten diese schönen steilachsigen Falten. Der komplizierte Gebirgsbau ist durch sehr starke Einengung aus verschiedenen Richtungen hervorgerufen. Danach kann keine Rede mehr von Tauchfalten oder Schubbrettern sein. Die beigefügten

Darstellung in Zentralperspektive (Luftbild) *annähernder Maßstab:* 0 100 200 300 m

Legende:

- Schuttfächer
- Kreideschiefer
- Aptychenkalk u. Spatkalk (Kru)
- Radiolarit u. Aquivalente
- Lias und Dogger
- Obertrias
- 4a - 4f Lage der Diagramme (19/66; 18/66, 1/66; 5/66; 6/66, 22/66)

Abb. 44

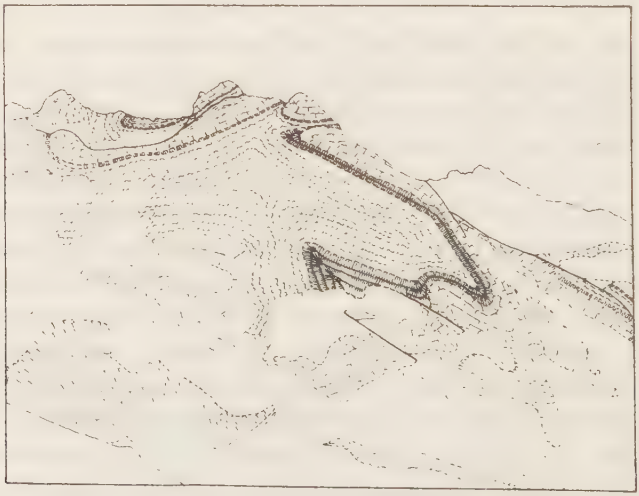


Abb. 45: Ansicht des Spulleralp-Kopfes von Nordwesten. Im Kern des Sattels Rätolias-Kalk.

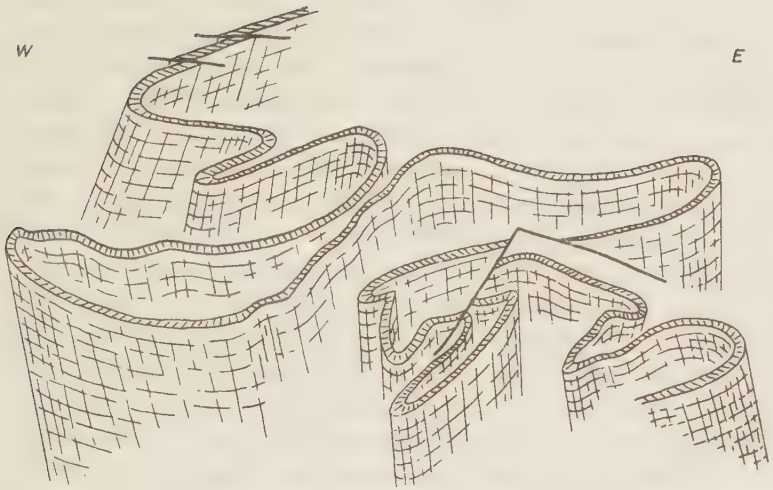


Abb. 46: Schematische Darstellung der Verfaltung im Spulleralp-Kopf.

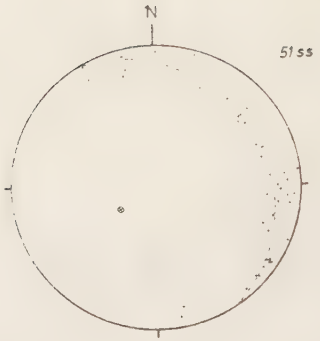


Abb. 47 = 19/66

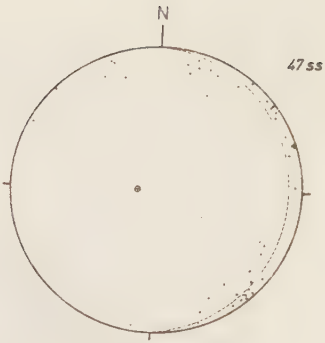


Abb. 48 = 18/66

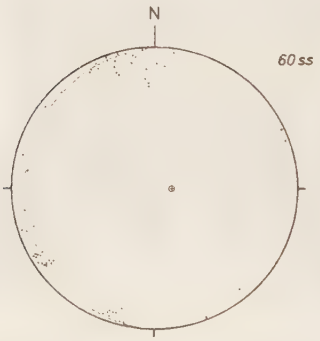


Abb. 49 = 1/66

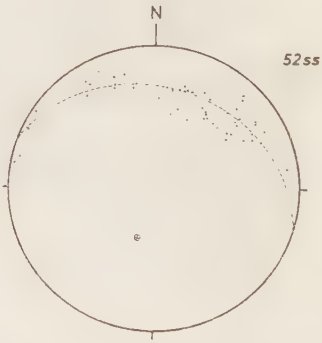


Abb. 50 = 5/66

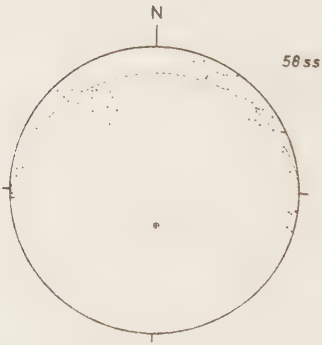


Abb. 51 = 6/66

Abb. 47 - 51: Flächenpol-Diagramme in Aptychenkalken einzelner Sättel und Mulden im Spulleralp-Kopf. Die Herkunft der Diagramme ist aus Abb. 44 ersichtlich.

Ansichten, das Luftbild, die geologische Karte, die aufgenommenen Diagramme und die schematische Darstellung der Verfaltung geben ein eindeutiges Bild von den tektonischen Verformungen dieses Berges (Abb. 44 - 51 und 104, 105).

Von dem im Spullersalp-Kopf ausgebildeten Sätteln ist der nördlichste der größte. Als einziger enthält er Rätolias-Kalk im Kern. Der Rätolias-Kalk läßt sich weit von der "Roggalseite" nach Osten verfolgen. In den ihn ummantelnden Allgäu-Schichten konnten westlich des Gruben-Joches 52 ss Flächen gemessen werden. Aus dem Lagenkugel-Diagramm (Abb. 52) ergibt sich eine ß-Achse, die etwa nach Osten mittelsteil einfällt. Daraus ergibt sich, daß die Achse dieser Sattel-Struktur, die im Spullersalp-Kopf im W steil nach NE aufsteigt, weiter nach Osten sich dann flach legt und dann schließlich nach Osten einfällt. Diese Feststellung ist von größter Wichtigkeit für die Interpretation der zeitlichen Abfolge der einzelnen Beanspruchungen: durch den Schub nach Westen wurden danach schon stark um EW-Achsen verfaltete Schichten im Spullersalp-Kopf steil aufgerichtet. Nach Norden ist dieser Sattel an einer großen Ost-West streichenden Störung steil abgeschnitten, und es folgen sofort Kreideschiefer, die in überraschend ungestörter Lagerung hier und da im Tal westlich des Gruben-Joches aufgeschlossen sind und dieses fast erreichen. An der schmalsten Stelle dieses Tales, östlich "In der Eng" sind keine Kreideschiefer aufgeschlossen, wie auch schon KRAUS (1949) beobachtete. Diese Stelle wird sowohl im Norden als auch im Süden von zwei erheblichen Störungen flankiert: einerseits der Störung im Norden des größten Sattels des Spullersalp-Kopfes, andererseits durch eine Störung, die Nordost-Südwest streicht und einen erheblichen Versatz in dem Nord-Flügel dieser soeben erwähnten Kreideschiefer-Mulde bewirkt. AMPFERER (1932, Blatt "Klostertaler Alpen") zog hier die "Deckengrenze" der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe östlich "In der Eng" besonders weit nach Süden, so daß dieser Stelle eine besondere tektonische Bedeutung zukam. Da aber die südliche Randstörung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe weiter nördlich verläuft (s.S.167), muß dieser Stelle keine besondere

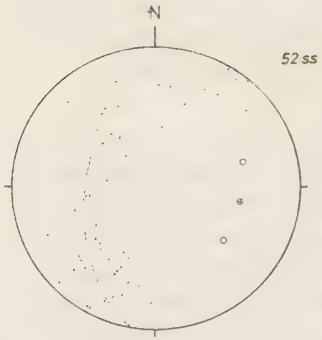


Abb. 52: Flächenpol-Diagramm aus spezialgefalteten Allgäu-Schichten westlich des Gruben-Joches.

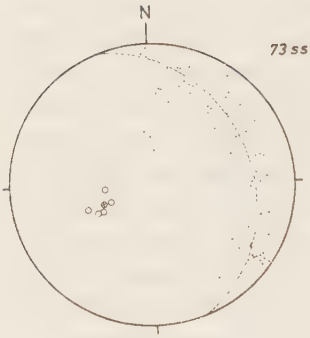


Abb. 53: Flächenpol-Diagramm in Allgäu-Schichten nördlich "In der Eng" (vgl. KRAUS 1949).

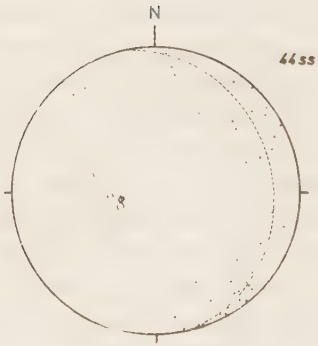


Abb. 54: Flächenpol-Diagramm in Allgäu-Schichten südlich der Unt. Wildgruben-Spitze.

Bedeutung mehr beigemessen werden und es ist nicht wichtig, ob hier die Kreideschiefer unterbrochen sind oder nicht.

Das Gebiet zwischen der südlichen Begrenzungsstörung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und diesem Felsentor bei "In der Eng" zeichnet sich durch allgemeines Einfallen der Schichten nach Südwesten aus. Besonders an der Grenze zwischen Kreideschiefern und Allgäu-Schichten gibt es hier oft intensive Verschuppungen. In dem von KRAUS (1949, S. 41 f. u. Abb. 9) beschriebenen Aufschluß wurden von 2290 m bergan Schichtflächen vermessen, aus denen sich im Diagramm (Abb. 53) eine mittelsteil nach WSW abtauchende Achse ergibt. Es deutet sich hier also, wie auch in der Ausbildung der Störung südlich der Roggal-Spitze, ein gewisser Schub gegen Südwesten an. Aus dem Kartenbild ergibt sich, daß diese ehemals mit der Schichtfolge in der W-Front der Roggal-Spitze verbundene nach SW einfallende Schichtenfolge um einen seitlichen Verschiebungsbetrag von etwa 500 m in Folge der lateralen Komponente der Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach SSW begrenzt, im Osten zurückgeblieben ist.

Dieses Gebiet wird nach Südosten durch die steile Störung begrenzt, die dann durch das Felsentor zieht. Weiter östlich, südlich der Unt. Wildgruben-Spitze sind an der Begrenzungsstörung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe Rätolias-Kalk und Allgäu-Schichten intensiv gestört erhalten geblieben. Ein hier in den Allgäu-Schichten aufgenommenes Falten-Diagramm zeigt nahezu nach Westen, vielleicht etwas nach Süden ausgelenkte recht steil einfallende Achsen (Abb. 54). Es dokumentiert ebenfalls wieder die Richtungen des Vorschubes der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe. Auch weiter im Osten, im Gebiet der Großen Gruben-Spitze, findet sich nördlich des aus Plattenkalk aufgebauten Berggipfels eine intensiv steilachsige Verfaltung der Schichten. Hier ist sie eher noch intensiver, da alle Achsen nach Osten eintauchen (also überkippt sind), und vor allem ist sie durch das stärker hervortretende unterschiedliche Verhalten der einzelnen Schichtglieder der Faltung gegenüber geprägt. Abb. 55 - 57 und 106 zeigen Luftbild, schematische Darstellung und Diagramme aus diesem Bereich.

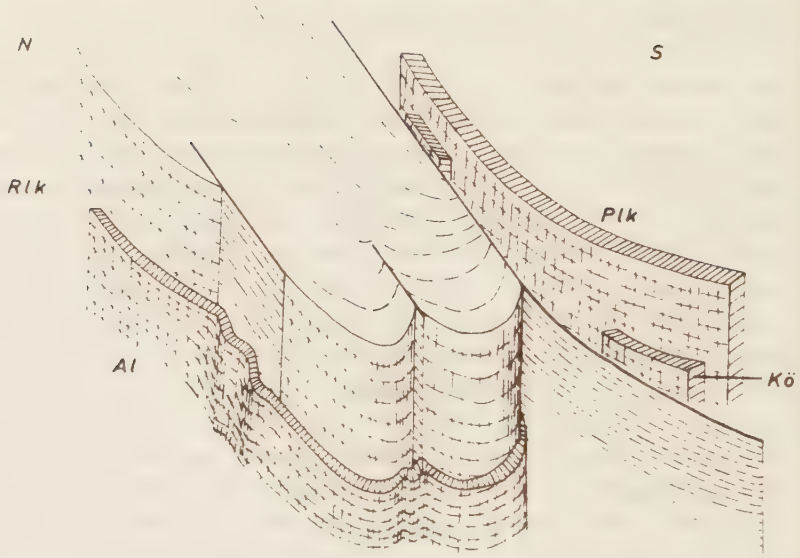


Abb. 55: Schematische Darstellung der Verfaltung in der Gruben-Spitze

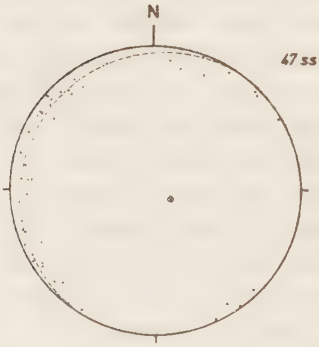


Abb. 56: Flächenpol-Diagramm erstellt aus spezialgefalteten Allgäu-Schichten westlich des nördlichen Gipfels der Gruben-Spitze.

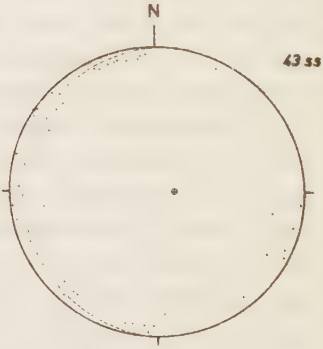


Abb. 57: Flächenpol-Diagramm aus spezialgefalteten Kössener Schichten östlich der Wasen-Spitze.

Der Verlauf der Kössener Schichten zwischen Spullersalp-Kopf und Gruben Joch gibt deutlich Zeugnis vom Einfluß der steilachsigen Verfaltung im Hauptdolomit des Klostertaler Sattels ab: Während sie südlich des Spullersalp-Kopfes gänzlich oder nahezu gänzlich ausgepreßt sind und auch nördlich der Gr. Gruben-Spitze und östlich davon bis auf kleine Reste fehlen, sind sie südlich und südöstlich der Wasen-Spitze in ihrer gesamten Mächtigkeit noch vorhanden und überhaupt nicht durchbewegt. Dieser Teilbereich liegt aber gerade im Bereich der Faltenachse der steilachsigen Struktur im Klostertaler Sattel; hier war genügend Platz vorhanden und so wurden die Kössener Schichten hier nicht ausgepreßt. Auch der Verlauf der Rätolias-Kalke, die im Joch zwischen Gruben- und Wasen-Spitze unterbrochen sind, geben Zeugnis von dem starken Einfluß dieser Struktur im Klostertaler Sattel.

Vom Gruben-Joch nach Osten besteht die Füllung dieser südlichen Teilmulde der großen Spuller-See-Mulde nahezu ausschließlich aus Rätolias-Kalk. Die weicheren Schichtglieder, Kössener Schichten und Allgäu-Schichten, sind nur noch als kleine an Störungen eingeklemmte Reste erhalten geblieben. Östlich des Gruben-Joches westlich des Roßkopfes heben dann, an Störungen begrenzt, auch die Rätolias-Kalke endgültig heraus. Wie schon angedeutet erscheinen die geologischen Verhältnisse östlich der heraushebenden Mulde im Bereich der Roßkopf-Gruppe von größter Wichtigkeit: Mir scheint hier ein - wenn auch extrem stark gestörter - Verband zwischen der Querstruktur im Nord-Flügel des Klostertaler Sattels und der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe zu bestehen, da die große Störungsbahn, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordosten begrenzt, offensichtlich nördlich des Roßkopfes zum Flexen-Paß streicht. Die Klärung dieser wichtigen Fragen ist in Angriff genommen; sie übersteigt den Rahmen dieser Arbeit.

Verfaltungen mit steilen Achsen in einem so ausgedehnten und ausgeprägten Maße, wie sie im Bereich des Klostertaler Sattels, im Bereich der südöstlichen Spuller-See-Mulde und wohl auch in

der Wildgruben-Roggal-Spitze vorliegen, sind aus den westlichen Kalkalpen nie beschrieben worden. SCHMIDEGG (1955, S. 150 f., S. 163 f. u. Taf. 8 u. 9) schilderte aus dem Rätikon sehr große steilachsige Verfaltungen im Hauptdolomit. Nach ihm sind sie auf Querbeanspruchung steilgestellter Schichten zurückzuführen und etwa zeitgleich mit den flachen N-S streichenden Achsen. Diese Deutung und zeitliche Einordnung scheint auch für das bearbeitete Gebiet am wahrscheinlichsten. Danach sind diese Strukturen jünger als die großen Ost-West streichenden Hauptachsen.

Das Gebiet nordöstlich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe

Dieser Bereich des bearbeiteten Gebietes ist durch die weit durchstreichende komplexe Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordosten begrenzt, vom übrigen Arbeitsgebiet getrennt. Im Nordwesten wird es durch einen etwa Nordwest-Südost streichenden Sattel und Mulden-Bau beherrscht, westlich des Zürser Sees wird dieser einfache Bauplan durch etwa Nord-Süd streichende Strukturen abgelöst und vom Zürser See an setzt die große Kreideschiefer-Mulde des Flexen-Passes ein. Diese Teilbereiche an die Spuller-See-Mulde unmittelbar anzuschließen ist sehr schwierig.

An verschiedenen Stellen sind noch an der Störung kleine Reste "vermittelnder" Schichtglieder zwischen dem Hauptdolomit der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und den Kreideschiefern der Flexen-Paß-Mulde erhalten geblieben: 1. Im Zürser Täli, schon außerhalb des bearbeiteten Gebietes sind mehrere Aufschlüsse mit stark beanspruchten Rätolias-Kalken bis Aptychenkalken erhalten; 2. Am Nord-Fuß der Flexen-Spitze fand sich ein kleines Vorkommen von Rätolias-Kalk und etwas Allgäu-Schichten; 3. Am Südwest-Fuß des Muggengrätle fand sich ein Span Rätolias-Kalk; 4. Südöstlich der Ob. Grätlisgrat-Sp. fanden sich im Semiloriswang kleine Vorkommen von Rätolias-Kalk bis Aptychenkalk. Die Tektonik der Ob. Grätlisgrat-Spitze ist sehr kompliziert: von Süden betrachtet folgt auf die große Störungsbahn erst eine mit

Kreideschiefern gefüllte Mulde, die wie eine Beutel-Mulde oben zugequetscht ist. Nach Nordosten schließt sich ein Sattel mit Plattenkalk im Kern an, der stark südwestvergent erscheint und die Kreideschiefer-Mulde zerquetschte. Die Nordseite dieses Berges zeigt eine sehr viel stärkere Einengung und Verschuppung: an der Störungsbahn sind ebenfalls zuerst etwas Aptychenkalk, dann Kreideschiefer angelagert, auf die Allgäu-Schichten und Rätolias-Kalk folgen. Die Mulden-Struktur ist aber durch Störungen so stark verzerrt, daß man eher den Eindruck von Scherfetzen bekommt. Weiter nach Nordwesten konnten keine "vermittelnden" Schichtglieder an der großen Störungsbahn gefunden werden.

Das Gebiet zwischen Spuller Gümple und Oberen Boden und nordöstlich davon wird aus Nordwest-Südost streichenden Faltenelementen aufgebaut. An die große Störung, die die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach Nordosten begrenzt, schließt sich zuerst eine große Mulde aus Kreideschiefern an, dann ein schmaler Sattel mit Gesteinen des Nor im Kern, der die Mittags-Spitze aufbaut und schließlich die mit Allgäu-Schichten gefüllte Mulde des Omeshorn.

Die südlichste Mulde, in der das Mahdloch-Joch liegt, findet ihr Nordwest-Ende noch im Spuller Gümple. Von dem kleinen Hügel ausgehend, der im Spuller Gümple gerade nördlich der großen Störungsbahn aufgeschlossen ist, läßt sich die Liegendgrenze der Kreideschiefer nur wenig gestört den Hang nach Nordosten hinauf verfolgen, wo sie zwischen HP 2443 und der Mahdloch-Spitze, den Grat schneidet. Das Herausheben der Mulde nach Nordwesten muß sehr rasch erfolgen, denn schon wenig weiter nach NW stehen Plattenkalke an. Der Nord-Rand dieser Mulde ist i.a. sehr wenig gestört. Nur der Rätolias-Kalk und die Kössener Schichten können auf weite Strecke stark oder ganz unterdrückt sein, so daß sofort auf Allgäu-Schichten der Sattel der Mittags-Spitze folgt. Südwestlich der Mittags-Spitze konnten in den Kössener Schichten die Werte für ein ß-Diagramm gemessen werden: die Achse fällt recht flach nach Südosten ein

(Abb. 58). In der Mulde ist südöstlich der Mahdloch-Spitze ein sehr auffälliges Oberjura-Vorkommen aufgesattelt und ebenfalls südlich des Mahdloch-Joches tritt nahe der großen Störung, die die Mulde nach Südwesten begrenzt, ein kleiner Sattel mit Allgäu-Schichten im Kern auf; hier konnte eine Achse mit 300/45° Einfallen ermittelt werden. Nach Südosten hebt diese Mulde noch westlich des Zürser Sees am Rande des "Oberen Boden" heraus, begründet wohl durch die in diesem Gebiet auftretenden N-S streichenden Achsen. Ihre südöstlichsten Vorkommen fanden sich nördlich der Ob. Grätlisgrat-Spitze. Inwieweit die Kreideschiefer-Vorkommen in der Ob. Grätlisgrat-Spitze mit dieser Mulde parallelisiert werden können, muß offen bleiben.

Der nach Nordosten anschließende Sattel aus Gesteinen des Nors ist, sowohl nach Südwesten als auch nach Nordosten leicht gestört: Rätolias-Kalk und Kössener Schichten fehlen oft auf weite Strecken oder sind stark ausgemerzt. Nach Nordwesten konnte dieser Sattel nicht verfolgt werden. STENGEL-RUTKOWSKI (1960) fand im Gebiet der Gstütalpe eine größere Falte im Hauptdolomit, aus der diese Struktur nach ihm möglicherweise hervorgeht. Nach Südosten taucht dieser Sattel im Gebiet "In der Geren" ab. Stratigraphische Verbände sind hier nicht aufgeschlossen oder stark tektonisch gestört. Nach Nordosten schließt sich die Mulde des Omeshorn an.

Westlich des Zürser Sees breitet sich eine gestörte und durch abweichende fazielle Verhältnisse recht schwer zu überschauende Felsschwelle aus, in deren Allgäu-Schichten eine Nord-Süd streichende flache Achse beobachtet werden konnte (010/03°). Wichtig erscheint hier besonders eine in gleicher Richtung streichende Störung, die im nördlichsten Teil in NW-SE-Richtung umschwenkt. Östlich von ihr reichen Reste der Kreideschiefer der großen Flexen-Paß-Mulde sehr weit nach Nordwesten. Weiter im Süden begrenzt sie die Felsschwelle westlich des Zürser Sees nach Osten. Die ältesten Gesteine dieses N-S-streichenden Sattels sind die Plattenkalke im Ost-Fuß der Ob. Grätlisgrat-Spitze (s.S. 184). Besonders hier ist dieser Sattel sowohl nach Osten als auch nach Süden stark gestört.

Anzeichen auf eine z.T. komplizierte Tektonik sind auch die aus ?Allgäu-Schichten oder ?Aptychenkalk bestehenden Schollen südlich des Zürser Sees, die wie an einer Schnur aufgereiht Nord-Süd streichen. ENGELS (1960, S. 342) brachte diese mit einer großen Nord-Süd streichenden Störungszone, "die sich hier vom Zürser See bis zum Muggengrätle hinzieht", in Verbindung.

Der Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde westlich des Spuller Sees und das Ostende der "Formarin-Störung"

Von den großen Blattverschiebungen am Südufer des Spuller Sees nach Westen ist der Bau des Süd-Flügels der Spuller-See-Mulde relativ einfach.

Der Hauptdolomit/Plattenkalk-Komplex westlich des "Bösen Trittes" ist - wie auch weiter im Osten - gegen Süden durch eine große Störung begrenzt, an der ein großer Teil dieser Schichten ausfällt. Generell fällt er steil gegen Norden. Dagegen fällt die Schichtfolge Rätolias-Kalk bis Kreideschiefer, die die Plattnitzerjoch-Spitze aufbauen, invers steil nach Süden ein, was schon RICHTHOFEN (1862) darstellte. Die Kössener Schichten sind südöstlich der Plattnitzerjoch-Spitze gänzlich ausgepreßt. In diese Störung laufen vermutlich die Blattverschiebungen südlich des Spuller Sees ein. Westlich davon, zwischen "Kretzenstein" und "Lättle" sind die Kössener Schichten stark angeschoppt und wild spezialverfaltet. Das Profil des Hauptstollens des Spuller-See-Werkes, das diesen Bereich schneidet, zeigt nach der geologischen Aufnahme von ASCHER (in AMPFERER & ASCHER 1925, Taf.) deutlich den komplexen Innenbau dieses Gebietes. In den Kössener Schichten erfolgt auch der Übergang aus dem steilen Nord-Fallen in das steile Süd-Fallen.

Im Gipfel der Plattnitzerjoch-Spitze entwickelt sich im Süd-Flügel der Spuller-See-Mulde eine kleine Sattel-Struktur, die hier deutlich Nord-vergent ist (Abb. 59). Auch dieser Sattel

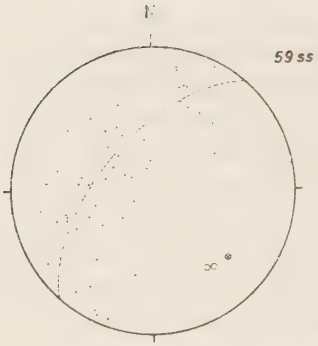


Abb. 58: Flächenpol-Diagramm der Kössener Schichten nordöstlich der Mahdloch-Spitze.

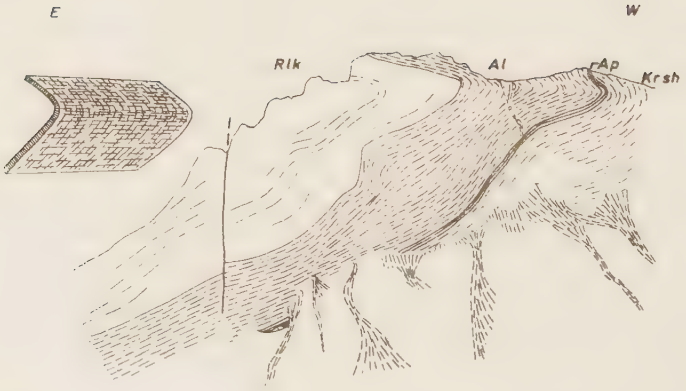


Abb. 59: Ansicht der Plattnitzerjoch-Spitze von Nordosten.

Geologische Karte des Plattnitzerjoches

nicht entzerrt, annähernder Maßstab:
Darstellung in Zentralperspektive (Luftbild)

0 250m

Abb. 60

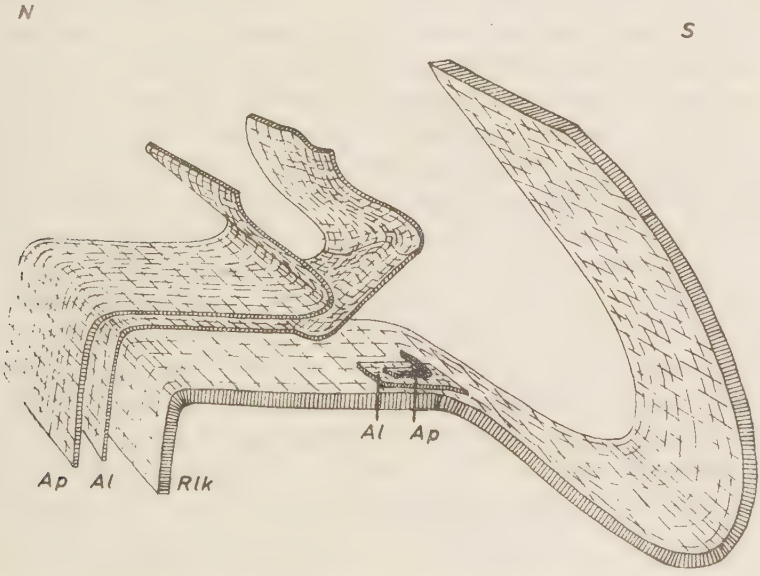


Abb. 61: Schematische Darstellung der Verfaltung östlich der Glongmähder.

ist schon bei RICHTHOFEN dargestellt. Dieser kleine Sattel taucht sehr flach etwa nach WSW ab. An ihn schließt sich im Gebiet des HP 2318 eine ebenfalls Nord-vergente Mulde mit Kreideschiefern im Kern an, die gleichfalls flach gegen WSW abtaucht.

Der Bau dieser Sattel- und Mulden-Struktur wird besonders auf der West-Seite des HP 2318 deutlich: Abb. 60 zeigt eine Kartenskizze und Abb. 61 eine schematische Darstellung der Falten-Elemente. Der Nord-Flügel des Sattels ist etwas überkippt und fällt sehr steil nach Süden ein: der Scheitel ist sehr breit und nahezu horizontal gelagert. Im Bereich des HP 2318 liegt die Mulde praktisch auf dem Sattel, weiter im Westen, im Gebiet des Ochsentals, liegt sie südlich des Sattels. Der Süd-Flügel des Sattels ist hier sehr stark ausgedünnt.

Am West-Grat des HP 2243 findet sich eine kleine, auch schon von AMPFERER dargestellte nord-vergente Kreideschiefer-Mulde, die die Verlängerung des Muldenkerns der Mulde am HP 2318 darstellt. Abb. 62 zeigt ein ss-Flächen-Diagramm dieses Muldenkerns. Von der "Formarin-Störung", die AMPFERER an dieser Stelle bereits angab, ist noch nichts zu spüren. Wenn auch die Schichtfolge hier tektonisch stark ausgedünnt ist, so kann hier auf keinen Fall eine großartige Störung durchziehen; sondern der Faltenverband ist im großen und ganzen noch ungestört erhalten. Die "Formarin-Störung" entwickelt sich erst weiter westlich (s.S. 191) eben gerade durch die Aufschiebung des eben besprochenen Sattels auf die Mulde nach Südwesten (HUCKRIEDE 1958, S. 236). Südlich des Muldenkerns sind die Allgäu-Schichten durch Spezialfaltung stark angeschoppt, so daß sie im Bereich des "Schattenberges" eine große Fläche einnehmen. Der Süd-Flügel der Mulde ist überkippt, und die Rätolias-Kalke ihres Süd-Flügels sind oft zerrissen. Im Bereich des Plattnitzer-Joches (s. Abb. 60, 61) sind die Allgäu-Schichten um etwa NW-SE streichende Achsen stark spezialgefaltet; sie liegen im Joch nahe den Kössener Schichten des überkippten Mulden-Süd-Flügels.

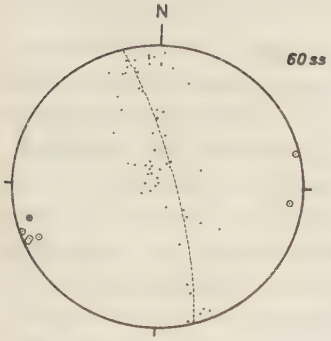


Abb. 62: Flächenpol-Diagramm in Aptychenkalk der kleinen Mulde im Nordwest-Grat des HP 2243, südlich des Ochsentales.

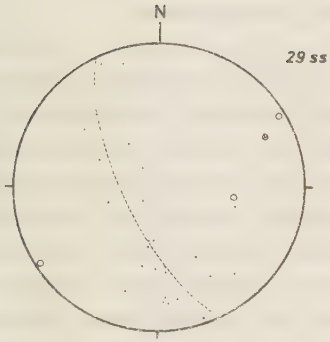


Abb. 63: Flächenpol-Diagramm erstellt aus Messungen im Radiolarit des Süd-Flügels des zerreißenden Sattels im Gebiet des Oberen Heuberges.

Westlich des Ochsentales wird dieser etwas unübersichtliche Sattel- und Mulden-Bau durch eine Blattverschiebung geschnitten, die etwa Nord-Süd von den Glongmähdern nach Klösterle Schütz streicht. Sie bedingt eine Verschiebung der Faltenelemente auf der West-Seite gegen Norden. Die Versetzungsbeträge sind im Norden am größten und nehmen nach Süden ab. Neben der beschriebenen Bewegung erfolgt an ihr im Bereich südlich der Schütz Alpe noch eine geringe Aufschiebung nach Westen.

Aber auch noch westlich dieser Blattverschiebung ist der bisher nur wenig gestörte zusammenhängende Sattel- und Mulden-Bau noch erhalten und übersichtlich. Die Sattel-Struktur ist westlich der Schütz Alpe noch nahezu zusammenhängend: ihren Nord-Flügel bildet die steilgestellte Schichtfolge Kreideschiefer bis Rätolias-Kalk westlich Klösterle Schütz, der Sattelkern besteht aus Kössener Schichten östlich HP 2068 im "Oberen Heuberg". Hier und am "Sattel" (Flurname) deutlich erkennbar ist der Süd-Flügel dieses Sattels etwas abgesetzt: südlich des Sattelkerns beginnt der Sattel stärker zu zerreißen und der Sattelkern wird auf den Sattel-Süd-Flügel aufgeschoben.

In diesem Bereich konnten einige Falten-Achsen gemessen werden. In den Kössener Schichten des Sattelkerns streicht eine Falte $111/13^{\circ}$, also etwa parallel zum zerreißenden Sattel. Den Radiolariten des Sattel-Süd-Flügels entstammt ein Diagramm (Abb. 63), danach herrschen hier etwa NE-SW streichende Achsen vor. Auch in den tiefsten Kreideschiefern des Sattel-Nord-Flügels östlich "Sattel" (Flurname) wurden NE-SW streichende Achsen gemessen ($045/43^{\circ}$, $045/45^{\circ}$). Diese Falten verlaufen also fast senkrecht zur Achse des zerreißenden Sattels.

Die südlich anschließende Mulde ist westlich der Blattverschiebung im Bereich der Glongmähder geschlossen: das Band aus Oberjura an der Basis der Kreideschiefer-Mulde läßt sich, wenn auch oft unterbrochen, vom "Oberen Heuberg" in das Gebiet nördlich "Fornes" und von dort in den "Mutetobel" und auf HP 2244 verfolgen. Der Süd-Flügel dieser Mulde ist hier noch überkippt. Weiter nach Westen geht er in steiles Nord-Fallen über.

Die südlichen Teile der Spuller-See-Mulde westlich des Gehrengrates und die "Formarin-Störung"

Die nächsten Aufschlüsse, die guten Einblick in die schon am "Oberen Heuberg" leicht zerrissene Sattelstruktur und die südlich anschließende Mulde gewähren, finden sich im Schwarztobel nordwestlich der Gamsbodenspitze. Hier ist die "Formarin-Störung" großartig aufgeschlossen (AMPFERER 1925, S. 384). Im Gebiet des "Schafloches" erkannte HUCKRIEDE (1958, S. 236), daß es sich bei dieser "Störung" um eine zerrissene Faltenstruktur handelt.

Der Sattel, der im "Oberen Heuberg" so klar ausgebildet war, ist hier im "Schafloch" wieder sehr unauffällig, ähnlich wie östlich der Glongmähder. Das "Dach" des Sattels (es handelt sich dabei gleichzeitig um den "Boden" des Hauptteils der Spuller-See-Mulde) ist nahezu horizontal gelagert und ungestört. Der Sattelkern besteht aus Kössener Schichten nördlich des Tobels. Erst wenig nördlich der "Störung"sind die Kössener Schichten stark verfaltet und zeigen steiles Einfallen nach Nordosten. Südlich des Tobels bestehen die Wände aus einer steil nach Nordosten einfallenden Schichtfolge von Kreideschiefern im Norden über Oberjura und Allgäu-Schichten zu den älteren Schichtgliedern. Die südlich anschließende Mulde, deren Aptychenkalke sich im Gebiet der Glongmähder mit umlaufenden Streichen herausheben (bei etwa 1900 m waren die Aptychenkalke nördlich "Fornes" aufgeschlossen), hat also stark an Tiefe gewonnen, denn hier südlich des "Schafloches" stehen die Kreideschiefer bei etwa 1620 m an. Zwischen dem Sattelkern und der tiefen Mulde, die HUCKRIEDE (1958) "Ganahlskopf-Mulde" nannte, vermitteln tektonisch stark überprägte Mittelschenkelreste: deutlich auf der Nordseite des Schwarztobels und im Gebiet des "Schafloches" zu erkennen. Abb. 64 zeigt ein besonders schönes Vorkommen dieser Mittelschenkel-Reste nordwestlich des "Schafloches".

In Resten des Mittelschenkels konnten in 2170 m nördlich des Schwarztobels in Kieselkalken der Jüngeren Allgäu-Schichten

Abb. 64: Mittelschenkel-Reste an der "Formarin-Störung" nordwestlich des "Schafloches"

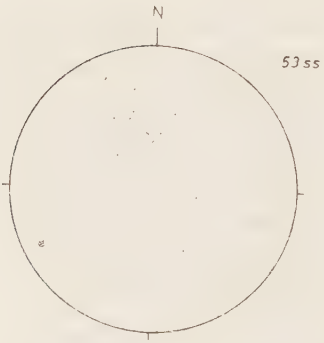


Abb. 65: Flächenpol-Diagramm in Kieselkalken der Jüngeren Allgäu-Schichten von der Nord-Seite des Schwarztobels (2170 m).

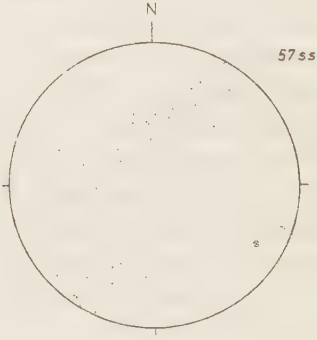


Abb. 66: Flächenpol-Diagramm in Kreideschiefern der Ganahlskopf-Mulde südlich der Formarin Alpe.

die Daten für ein Diagramm (Abb. 65) gemessen werden. Neben zwei Spezialfalten, die flach nach Südosten eintauchen (122/03°, 125/02°) finden sich Achsen, die etwa senkrecht dazu stehen und etwas steiler tauchen.

Vom "Schafloch" nach Nordwesten fehlen gebietsweise sämtliche Reste eines Mittelschenkels, so z.B. westlich der Ob. Schafhütte. Erst am West-Fuß des Formaletsch treten solche wieder auf (vgl. HUCKRIEDE 1958, Abb. 4).

Der Einfallwinkel in der Süd-Flanke der Ganahlskopf-Mulde wird nach Westen bzw. Nordwesten immer flacher. Der Kern aus Kreideschiefern fällt allerdings auch noch weit im Nordwesten steil ein. Südwestlich des Formaletsch beim HP 2125 finden sich Verschuppungen von Radiolarit und Aptychenkalk des Süd-Flügels der Mulde. Nordwestlich des Formaletsch auch komplexere Verfaltungen. Hier konnten folgende Achsen gemessen werden: 090/70°, 115/25°, 121/29° und 162/34°.

Ganz im Nordwesten des Gebietes, südlich der Formarin-Alpe, endet der Muldenkern der Ganahls-Kopf-Mulde stark gestört und zusammengequetscht: Die "Formarin-Störung" und diese Mulde treffen hier auf zwei große WSW-ENE streichende Störungen, die vom Formarin See ins Tal des Formarin Baches streichen. Sie bedingen ein starkes Heraufsetzen des Gebietes nördlich von ihnen und sind wohl sicher auch dafür verantwortlich, daß ein Teil des Wassers des Formarin Sees unterirdisch dem Formarin Bach zufließt (nach unveröff. geol. Bericht von Dr. MIGNON, Innsbruck). Zum Klostertal bestehen dagegen keine Abflüsse. In den Kreideschiefern der nördlichen Aufschlüsse der Ganahls-Kopf-Mulde sind etwa 120/20° tauchende Achsen ausgebildet (Abb. 66). Abb. 67 zeigt eine Kartenskizze dieses Gebietes.

Der Internbau der Spuller-See-Mulde und ihr Nord-Flügel westlich des Spuller Sees

Westlich des Spuller Sees verbreitet sich die Spuller-See-Mulde stark. Ihr Internbau und die Ausbildung des Mulden-Nord-

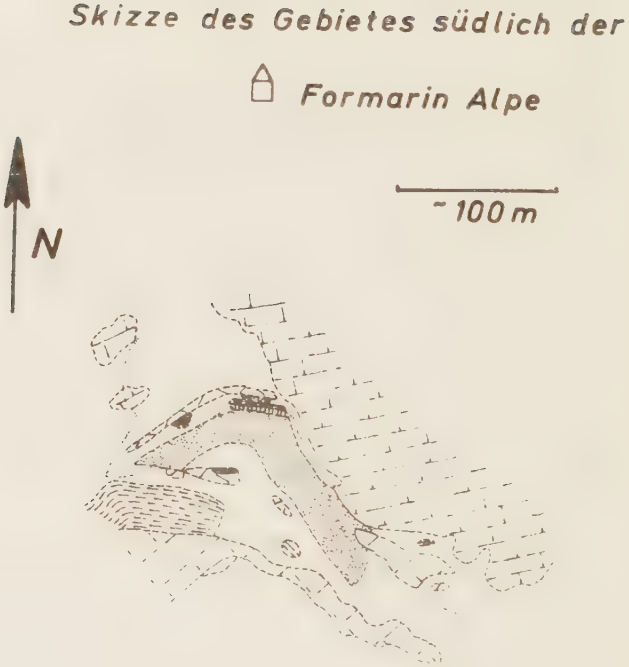


Abb. 67:

Flügels ist i.a. sehr einfach. Die Asymmetrie der Mulde bleibt erhalten: der Nord-Flügel fällt immer relativ flach nach Südwesten. Besonders deutlich wird der einfache Faltenwurf der Mulde an den schönen Aufschlüssen auf der Ost-Seite des Gehrengrates. Die meisten Falten-Achsen tauchen flach nach 110° ein. So hebt die Mulde langsam nach Westen bzw. Nordwesten heraus. Westlich des Gehrengrates liegt die Basis der Kreideschiefer schon etwa auf 2220 m, den Gipfel des Formaletsch (2282 m) "streifen" die Kreideschiefer eben noch.

Komplikationen ergeben sich im Nordflügel der Mulde vor allem im Gebiet des "Grünen Bühels" und westlich davon. Sie konnten wegen der unzureichenden Aufschlußverhältnisse und der ausgeprägten Schieferung (verursacht durch den Westschub in der Schafberg-Gruppe) nicht vollständig geklärt werden. Im "Grünen Bühel" ist ein Südost-Nordwest streichender Sattel aus Oberjura und Allgäu-Schichten ausgebildet, der etwa an der "Fischerhütte" den Spuller See erreicht. Hier streicht seine Achse Ost-West (Abb. 71). An diesen Sattel schließt nach Nordosten eine relativ schmale Mulde mit Kreideschiefern an. Ihr nördlicher Muldenrand ist am Spuller See in der ersten starken Kurve der Straße südlich der Nord-Sperre aufgeschlossen. Weitere Einzelheiten sind in diesem stark geschieferten Komplex nicht zu fassen.

Westlich des "Grünen Bühels" interferieren etwa SE-NW und NNE-SSW streichende Sattelachsen und deshalb reicht hier ein weiter Vorsprung von Radiolarit und Aptychenkalk nach Südwesten.

Westlich HP 1962 ist nahe am Nord-Flügel der Mulde ein kleiner Sattel aus Oberjura in der Spuller-See-Mulde aufgeschlossen. Nach Westen wird er von einer etwa Südost-Nordwest streichenden Störung, die aus dem Mulden-Nord-Flügel in die Mulde hineinstreicht, abgeschnitten.

Überhaupt wird der Nord-Flügel der Mulde stark von derartigen Störungen durchsetzt, die oft kleinere Schichtversetzungen und

Abb. 68: Junge Nord-Süd streichende Störungen im Nord-Flügel der Mulde östlich des Pfaffeneggs.

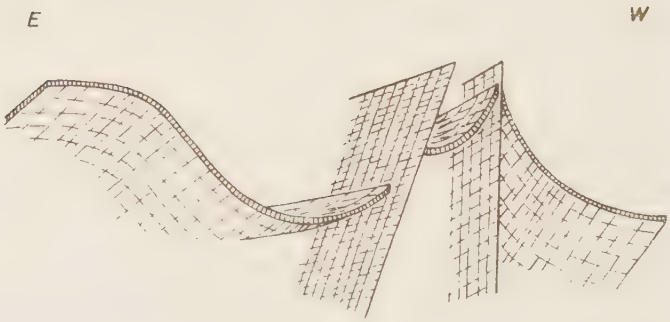


Abb. 69: Schematische Darstellung der Verfaltung im Rätolias-Kalk zwischen Pöngertle-Kopf und HP 2404.

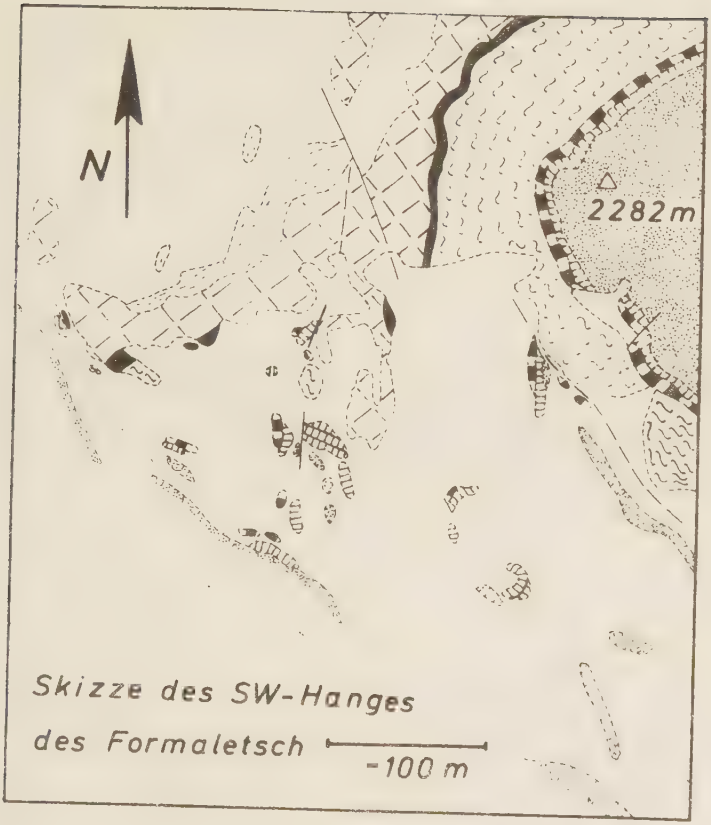


Abb. 70

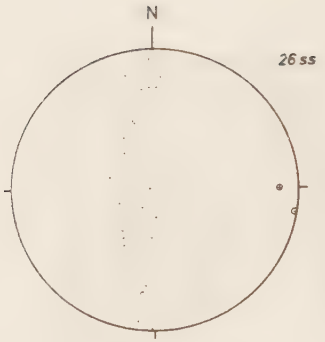


Abb. 71: Flächenpol-Diagramm aus Allgäu-Schichten bei der "Fischerhütte" am Grünen Bühel.

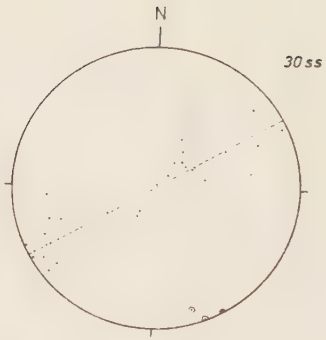


Abb. 72: Flächenpol-Diagramm aus Kreideschiefern im Südwest-Hang des Grünen Bühels.

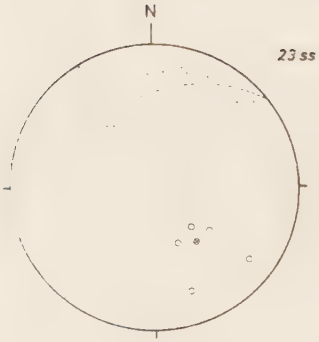


Abb. 73: Flächenpol-Diagramm aus Radiolariten am Hangkanal nordwestlich des Grünen Bühels

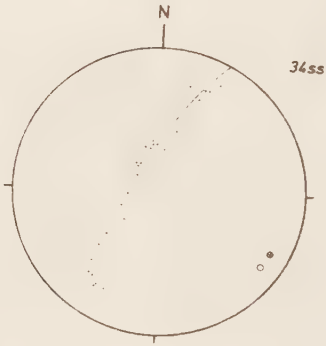


Abb. 74: Flächenpol-Diagramm aus Allgäu-Schichten ESE des Pfaffeneggs.

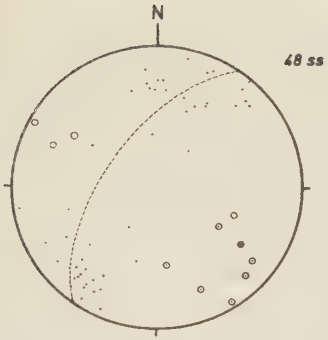


Abb. 75: Flächenpol-Diagramm aus spezialgefalteten Allgäu-Schichten nördlich HP 2404.

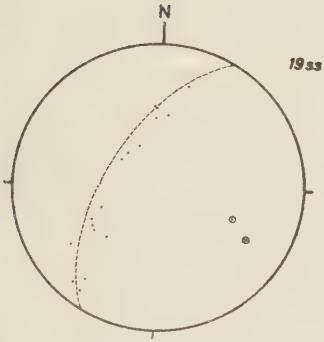


Abb. 76: Flächenpol-Diagramm aus Kössener Schichten nördlich HP 2404.

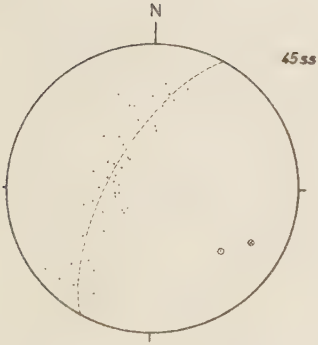


Abb. 77: Flächenpol-Diagramm aus dem Radiolarit vom Südwest-Hang des Formaletsch.

-unterdrückungen verursachen. Sie treten im ganzen Bereich des Mulden-Nord-Flügels von westlich des "Grünen Bühels" bis zum HP 2404 auf. Auffälliger sind jedoch meist jüngere Querstörungen, die besonders schön im Rätolias-Kalk südöstlich des Pfaffeneggs in Erscheinung treten (Abb. 68). Die etwa Südost-Nordwest streichenden Störungen gehören sicher zum größten Teil in die letzten Phasen der Faltentektonik. Besonders deutlich wird dies im Gebiet zwischen Pöngertle-Kopf und HP 2404. Abb. 69 zeigt eine schematische Darstellung von Faltung und Störungstektonik. AMPFERER (1930, S. 136 u. Abb. 35) hielt diese Verfaltungen für "Zeichen von ostwestlichen Verschiebungen". Die hier aufgenommenen Diagramme (Abb. 75, 76) geben aber keinen Hinweis dafür, sondern zeigen, daß diese Formen allein durch die SE-NW streichenden Faltenachsen hervorgerufen wurden. AMPFERER ist hier sicher der suggestiven Wirkung des Anschnittes zu sehr gefolgt. In diesem Bereich wird das verschiedene Verhalten der einzelnen Schichten tektonischen Beanspruchungen gegenüber sehr deutlich: während der liegende Plattenkalk des Mulden-Nord-Flügels nur einfache Störungen zeigt, sind die Kössener Schichten stark spezialgefaltet. Die Rätoliaskalke dagegen folgen der Faltung nur sehr bedingt; am HP 2404 ist in ihnen eine sehr schöne Kielfalte ausgebildet. Die Allgäu-Schichten sind wiederum stark spezialgefaltet.

Im Formaletsch ist noch einmal weit im Westen ein kleiner Rest der jüngsten Schichtglieder der Spuller-See-Mulde erhalten. So einfach der Bau dieses Berges von der prächtig aufgeschlossenen Nord-Flanke auch erscheint, so sehr sind hier die jüngeren Schichtglieder im Südwest-Hang spezialgefaltet und verschuppt. Abb. 70 zeigt eine Kartenskizze dieses Gebietes.

Einige Diagramme des besprochenen Bereiches sind in den Abb. 71 bis 77 dargestellt.

Übersicht über die tektonischen Formen und Diskussion ihrer Entstehung

Alle wichtigen tektonischen Prägungen im bearbeiteten Gebiet sind nach der Ablagerung der Kreideschiefer, also nach Cenoman/Turon erfolgt. Eine genauere zeitliche Einordnung der Hauptfaltung ist nicht möglich.

Präjurassische Faltung kann im Gegensatz zu STENGEL-RUTKOWSKI (1960) nicht belegt werden. Im Jura und in der Unterkreide kam es zu schwachen tektonischen Bewegungen, die aber nicht das Ausmaß im bearbeiteten Gebiet erreichten, wie man nach der älteren Literatur (AMPFERER, KRAUS, STENGEL-RUTKOWSKI) annehmen könnte.

Die älteste Verformung erzeugte die großen, meist einfach gebauten Ost-West streichenden Sättel und Mulden. Eine zweite Bewegungsphase schuf durch Beanspruchung in E-W Richtung gleichzeitig die flachen N-S streichenden Querfalten, wie sie z.B. im Schafberg und in der W-Front der Roggal-Spitze vorliegen, und durch Verfaltung enger E-W Falten steilachsige Bereiche im Klostertaler Sattel, in der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und im Spullersalp-Kopf. In einem jüngeren Deformationsakt wurde die Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach NW vorgepreßt: dadurch wurden E-W streichende Achsen in NE-SW Streichen umgeprägt und die großen SW-NE streichenden Abschiebungen im Gebiet des Schafberges angelegt. Zeitgleich damit scheint die Anlage der nach 245°bzw. 065° tauchenden Achsen im westlichen Teil des bearbeiteten Gebietes entstanden zu sein. Schlecht einzuordnenen sind die NW-SE streichenden Achsen nordöstlich der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe. Wahrscheinlich stehen sie in engem Zusammenhang mit der Bewegung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach NW und stellen möglicherweise Umformungen primär E-W streichender Achsen dar. Die im westlichen Teil des bearbeiteten Gebietes bei weitem vorherrschenden etwa nach 110°bis 120° tauchenden Achsen scheinen z.T. einem schon paläogeographisch vorgezeichneten Anlageplan zu folgen. Auf jeden Fall scheint

die Verformung um diese Achsen mehrphasig entstanden zu sein, teils vor der Ausbildung der nach 245°bzw. 065° tauchenden Achsen, teils danach, wobei die Aufschiebung nach SW, die zur Bildung der "Formarin-Störung" führte, recht jung ist. In den gleichen Prägungsakt ist wohl die Aufschiebung der Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe nach SSW zu stellen.

Interessant erscheint ein formaler Vergleich mit der Achsen-Abfolge in den Allgäuer Kalkalpen (HAMANN 1956, JACOBSHAGEN 1957, 1961, HÜCKEL 1960). Dort sind ebenfalls NNE-(B_2) und ESE-($\bar{B}_2$) streichende Achsen bekannt, die jünger als die NE- bis E-streichenden Haupt-Strukturen (B_1) sind. Bei der großen Entfernung muß jedoch offen bleiben, ob es sich dabei um eine formale oder genetische Übereinstimmung handelt.

L I T E R A T U R

ALBRECHT, Fritz: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzbach (Roß- u. Buchsteingebiet bei Lenggries. - Geologica Bavaria 17: 89-98, 3 Abb., München 1953.

AMMON, Ludwig v.: Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen. - Abh. zoolog.-mineral.Ver. Regensburg 11: München 1878.

AMPFERER, Otto: Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. - Verh. geol. Reichsanst. 1910: 58-59, Wien 1910.

--- : Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. - Zeitschr.deutsch.u.österr. Alpenver. 44: 1-25, 11 Taf., Wien 1913.

--- : Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. - Jb. k.k.geol.Reichsanst. 64: 307-326, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1915.

--- : (aus dem Nachlaß R. FOLGNERS): II.Über das Juraprofil von Zürs am Flexenpaß. - Verh.geol.Bundesanst. 1917: 40-42, Wien 1917.

--- : Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. - Jb. geol. Bundesanst. 79: 307-332, 21 Abb., Wien 1929.

--- : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. - Jb. geol.Bundesanst. 80: 103-146, 36 Abb., 2 Taf., Wien 1930.

--- : Aufnahmsbericht des Chefgeologen Dr. Otto AMPFERER über den kalkalpinen Anteil des Blattes Stuben (5144). - Verh.geol.Bundesanst. 1930: 51-54, Wien 1930.

--- : Beiträge der Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. - Jb.geol.Bundesanst. 81: 177-216, 30 Abb., Wien 1931.

--- : Aufnahmsbericht des Chefgeologen Hofrat Dr. Otto AMPFERER über die Blätter Stuben (5144) und Admont - Hieflau (4953). - Verh.geol.Bundesanst. 1932: 43-46, Wien 1932.

--- : Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25000: Arlberg-Gebiet. - Wien 1932.

--- : Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25000: Klostertaler Alpen. - Wien 1932.

AMPFERER, Otto: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i.M. 1:25000: 122 S., 28 Abb., Wien 1932.

--- : Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. - Jb.geol.Bundesanst. 84: 41-54, 12 Abb., Wien 1934.

--- : Aufnahmsbericht des Direktors Dr. O. AMPFERER über Blatt "Bludenz-Vaduz (5143)". - Verh.geol.Bundesanst. 1937: 30-31, Wien 1937.

--- : Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Bl. "Stuben". - Wien 1937.

--- : Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. - Ber.Reichsamt.Bodenforsch. 1944: 57-73, 8 Abb., Wien 1945.

AMPFERER, Otto & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. - Jb. geol. Bundesanst. 75: 365-422, 27 Abb., 7 Taf., geol. Kte. 1:25000, 1 Stollenprofil 1:200, 2 Sperrenplänen, 1 Schaubild des Stollenabflusses, Wien 1925.

AMPFERER, Otto & HAMMER, Wilhelm: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - Jb.geol. Reichsanst. 62: 531-710, 50 Abb., 3 Taf., Wien 1911.

AMPFERER, Otto & REITHOFER, O.: Kurzer Bericht über die bei der Neuaufnahme von Blatt "Stuben" erzielten Fortschritte. - Verh.geol.Bundesanst. 1937: 139-143, Wien 1937.

ANGERMEIER, Hans-Otto, PÖSCHL, Artur & SCHNEIDER, Hans-Jochen: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der "Tirolischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen. - Mitt.Bayer.Staatssamml. Paläont.hist.Geol. 3: 83-105, 3 Abb., 1 Taf., München 1963.

BANNERT, Dieter: Die Geologie der Ruitel-Spitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. - Diss.Univ.Marburg/L!: 166 S., 3 Beil., 8 Taf., Marburg 1964.

BEURLEN, Karl: Zum Problem der Inntaldecke. - Sitz.-Ber.bayer. Akad.Wiss.,math.-naturw.Abt. 1943: 239-264, München 1944.

COLOM, Guillermo: Jurassic-cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. - Micropaleontology 1: 109-124, 4 Abb., 5 Taf., New York 1955.

CORNELIUS, Hans Peter: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. - Geol.Rdsch. 16: 350-377, 417-434, Berlin 1925.

--- : Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. - Geol.Rdsch. 39: 216-221, Stuttgart 1951.

CRESSMAN, Earle R.: Nondetrital siliceous sediments. - in Fleischer, Michael (Editor): Data of Geochemistry. 6.Aufl., U.S.Geol.Surv., Profess.Paper 440: T1-T22, 5 Abb., 12 Tab., Washington 1962.

DOBEN, Klaus: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. - Diss. Univ.München: 97 S., 20 Abb., 2 Taf., München 1962.

ENGELS, Bruno: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet (Lechtaler bzw. SE-Allgäuer Alpen). - Z.deutsch. geol.Ges. 112: 334-357, 17 Abb., Hannover 1960.

ESCHER v.d. LINTH, Arnold: Beiträge zur Kenntnis der Tyroler u. Bairischen Alpen. - N.Jb.Min.usw., 1845: 536-561, 1 Taf., Stuttgart 1845.

--- : Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. - N.Denkschr.allgem. Schweizer Ges.gesamt.Naturwi. 13, 135 S., Zürich 1853.

FABRICIUS, Frank: Vorschlag zur Umbenennung von "Oberrätkalk" in "Rätoliaslias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen). - N.Jb.Geol.Paläontol.,Mh. 1959/12: 546-549, Abb., Stuttgart, Dez. 1959.

--- : Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. - Z.deutsch.geol.Ges. 113: 311-319, 3 Abb., Hannover 1962.

--- : Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - Internat.sediment.Petrogr.Ser., 9: VII-XX u. 1-143, 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden 1966.

FABRICIUS, Frank: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. - Geol.Rdsch. 56: 140-170, 10 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1967.

FABRICIUS, Frank, FRIEDRICHSEN, Hans & JACOBSHAGEN, Volker: Paläoklima und Paläotemperaturen in Rät und Lias der Ostalpen. - Manuskript 1969.

FIBRAS, Franz: Über einige hochgelegene Moore Vorarlbergs und ihre Stellung in der regionalen Waldgeschichte Mitteleuropas. - Zeitschr.f.Bot., 18: 545-587, 3 Abb., 1 Taf., Jena 1926.

FISCHER, Alfred G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. Kansas Geol.Survey Bull. 169: 107-149, 38 Abb., 1964.

FISCHER, Rudolf: Rotkalk und Radiolarit im unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol). - Mitt.Bayerisch.Staatssamml. 1969 (im Druck).

FLÜGEL, Erik & FRANZ, Helmut E.: Über die lithogenetische Bedeutung von Coccolithen in Malmkalken des Flachwasserbereiches. - Eclogae geol.Helvetiae 60: 1-17, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Basel 1967.

--- : Elektronenmikroskopischer Nachweis von Coccolithen im Solnhofener Plattenkalk (Ober-Jura). - N.Jb.Geol. Paläont., Abh. 127: 245-265, 1 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Stuttgart 1967.

FREY, M.: Zur Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. - Schweiz.min.petrogr.Mitt. 48: 829-831, Zürich 1968.

GARRISON, Robert E.: Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area, Austria. - Ungedr. Diss., Princeton: 188 S., A1-A4, B1-B23, 27 Fig., 22 Taf., 1 geol. Kt., Princeton 1964.

--- : Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic - Lower Cretaceous), austrian alps. - Bull. Canadian Petrol.Geol. 15: 21-49, 8 Fig., 4 Taf., 1967.

GASIOROWSKI, Stanislaw Mateusz: Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the western Carpathians and their stratigraphical value. - Studia Geologica Polonica 10: 1-144, 10 Abb., 6 Tab., 8 Taf., Warschau 1962.

GERMANN, Klaus: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). - Diss.Univ. München: 137 S., 17 Taf., München 1966.

GRUNAU, Hans: Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. - Diss. Bern: 109 S., 23 Abb., 6 Taf., Zürich 1947.

--- : Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen. - Internat.sediment.Petrogr.Ser. 4: VII-XIII u. 1-179, 69 Fig., 11 Taf., Leiden 1959.

--- : Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. - Eclogae geol.Helvetiae 58: 157-208, 6 Fig., 1 Taf., Basel 1965.

GUBLER, J.: Etudes geologiques dans le Vorarlberg central. - Diss.Univ.Paris: 155 S., 6 Abb., 3 Taf., 1 geol.Kte. 1:50000, Vincennes 1927.

GÜMBEL, C. Wilhelm von: Allgäu- Vorarlberg u. Nordtirol. - N-Jb.Min.usw. 1855, 173-179, Stuttgart 1855.

--- : Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. - Jb.k.k.Geol.Reichsanst. 7, 1-39, Wien 1856.

HAAS, August: Zum geologischen Bau der Umgebung des Formarinsees in den Lechtaler Alpen. - Mitt.geol.Ges.Wien 2: 384-391, 2 Abb., Wien 1909.

HAAS, Otto: Ueber einen Cephalopodenfund im oberen Jura des Losers bei Alt-Aussee. - Mitt.geol.Ges.Wien 1: 385-395, 1 Taf., Wien 1908.

HAHN, Felix F.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 1. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. - Geol.Rdsch. 2: 207-219, Leipzig 1911.

--- : Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. - Jb.geol. Reichsanst., 60: 313-420, 20 Abb., 2 Taf., Wien 1910.

HAMANN, Peter Jürgen: Die Geologie des Hochvogelgebietes in den Allgäuer Alpen. - Ungedr.Diss.,Marburg/L., 178 S., Marburg 1956.

HAMANN, Peter Jürgen & KOCKEL, Carl Walter: Luitpoldzone, Bärgründele und das Ende der Lechtaldecke. - Geol. Rdsch. 45: 204-213, 4 Abb., Stuttgart 1956.

HARSCH, Wolfgang: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. - Diss.Techn.Hochsch.München 1968.

HARTMANN, M.: Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. - Meyniana 14: 3-20, 3 Abb., Kiel 1964.

HEIM, Arnold: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. - Geol.Rdsch. 15: 1-47, 6 Abb., Berlin 1924.

--- : Stratigraphische Kondensation. - Eclogae geol. Helvetiae 27: 372-382, 2 Abb., Basel 1934.

HIRSCH, Francis: Etudes stratigraphique du Trias moyen de la region de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - Mitt.geol.Inst.E.T.H.Univ. Zürich N.F. 80: 84 S., 13 Abb., 3 Taf., Zürich 1966.

HOLLMANN, Rudolf: Über Sudsolution und die "Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). - N.Jb.Geol.Paläontol., Mh. 1962: 163-179, 8 Abb., Stuttgart 1962.

--- : Subsolutionsfragmente - Zur Biostratinomie der Ammonoides im Malm des Monte Balde: Norditalien. - N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 119: 22-82, 7 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Stuttgart 1964.

HÜCKEL, Bernhard: Geologie der Hornbachkette(Tirol). - Ungedr. Diss.Univ.Marburg/L.: 92 S., 13 Beil., 41 Abb., Marburg 1960.

HÜCKEL, Bernhard, JACOBSHAGEN, Volker & STENGEL-RUTKOWSKI, Witigo: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). - Z.deutsch. geol.Ges. 112: 91-104, 5 Abb., 2 Taf., Hannover 1960.

HÜCKEL, Bernhard & JACOBSHAGEN, Volker: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der nördlichen Kalkalpen. - Z.deutsch. geol.Ges. 113: 305-310, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1962.

HUCKRIEDE, Reinhold: Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). - Ungedr.Diss.Marburg/L.: 209 S., geol.Kte. 1:25000, Marburg 1956.

HUCKRIEDE, Reinhold: Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. - Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch. 87: 227-238, 4 Abb., Wiesbaden 1958.

--- : Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen. - Verh.geol.Bundesanst. 1958: 71-86, 1 Abb., Wien 1958.

--- : Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). - Verh.geol.Bundesanst. 1959: 44-92, Wien 1959.

HUMMEL, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung). - Geol.Rdsch. 13: 41-81, 97-136, Berlin 1922.

I.U.G.S.: A comparative table of recently published geological time-scales for the phanerozoic time-explanatory notice. - Norsk Geologisk Tidsskrift 47: 375-380, 2 Tab., Oslo 1967.

JACOBSHAGEN, Volker: Geologie des Hornbach-Gebietes und der Allgäuer Hauptmulde südöstlich Oberstdorf. - Ungedr. Diss., Marburg/L.: 158 S., geol.Kte. 1:25000, Marburg/L. 1957.

--- : Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. - Notizbl.hess. l.-Amt Bodenforsch. 87: 208-226, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1958.

--- : Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. - N.Jb. geol.Paläont.,Abh. 113: 153-206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961.

--- : Zur Gliederung der mediterranen Trias I. Die Grenze Ladin/Karn. - N.Jb.Geol.Paläont.,Mh. 1961: 477-483, 2 Tab., Stuttgart 1961.

--- : Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geologica Romana 3: 303-318, 13 Abb., 1 Tab., Rom 1964.

--- : Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb.geol.Bundesanst. 108: 1-114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien 1965.

JACOBSHAGEN, Volker & OTTE, Olaf: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). - Geologica et Palaeontologica 2: 97-107, 5 Abb., Marburg 1968.

JERZ, Hermann: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). - Geologica Bavarica 56: 100 S., 32 Abb., 6 Taf., 2 Tab., München 1966.

JURGAN, Hermann: Genese und Fazies von Lias-Sedimenten in den Berchtesgadener Alpen. - Diss. T.U. Berlin: 122 S., 26 Abb., 5 Taf., Berlin 1967.

--- : Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. - Geol.Rdsch. 58: 464-501, 15 Abb., Stuttgart 1969.

KOBEL, Max: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). - Diss.Univ.Zürich: im Druck 1969.

KOCH, Klaus Erich: "Sandfang", ein Hinweis auf Lagerungsverhältnisse. - N.Jb.Geol.Paläont.,Mh. 1959, 10: 443-450, 7 Abb., Stuttgart 1959.

--- : Die Geologie des Gebirges östlich von Zürs. - Ungedr. Diss., Marburg/L.: 151 S., geol.Kte. 1:10000, Marburg 1959.

--- : Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). - Z.deutsch.geol.Ges. 116: 620-650, 27 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover 1967.

KOCH, Klaus Erich & STENGEL-RUTKOWSKI, Witigo: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. - Verh.geol. Bundesanst. 1959: 179-201, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1959.

KOCKEL, Carl Walter, RICHTER, Max & STEINMANN, Heinrich Gustav: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. - Wiss.Veröff.deutsch.u.österr.Alpenverein 10: 231 S., 57 Abb., 19 Taf. (geol.Kte 1:25000), Innsbruck 1931.

KOCKEL, Carl Walter: Der Umbau der Nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. - Verh.geol.Bundesanst. 1956 H.3: 205-212, Wien 1956.

--- : Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. - Neues Jb.Geol.Paläontol., Mh. 1957: 66-71, 5 Abb., Stuttgart 1957.

KOCKEL, Carl Walter: Die Larsenn-Scholle bei Imst (Tirol). - Neues Jb.Geol.Paläontol., Mh. 1953: 520-533, 2 Abb., Stuttgart 1954.

KRAUS, Ernst: Die Entstehung der Inntaldecke. - N.Jb.Min.usw., Abt. B 90:, 31-95, 29 Abb., 1 Profiltaf., 5 Taf., Stuttgart 1949.

KRISTAN-TOLLMANN, Edith & TOLLMANN, Alexander: Das Mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). - Mitt.geol.Ges.Wien 56: 539-689, 8 Taf., Wien 1964.

KUBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - Colloque sur les Etages Tectoniques, Neuchâtel 1967.

KÜBLER, Horst & MÜLLER, Wolf-Eberhard: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). - Jb.geol.Bundesanst. 105: 173-242, 4 Abb., 4 Taf., Wien 1962.

KÜHN, Othmar: Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. - Mitt. Alpenländ.geol.Ver. 33: 111-157, 6 Abb., 2 Taf., Wien 1942.

KUMMEL, Bernhard: Post-triassic Nautiloid genera. - Bull.Mus. Comperative Zoology 114: Cambridge, Mass. 1956.

LEUTENEGGER, Willy Otto: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. - Diss. Zürich 1928: 120 S.

LIST, Franz K.: Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). - Geol. Rdsch. 58: 196-219, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1958.

LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N.: Classification and environmental significance of algal Stromatolites. - J.Geol. 72: 68-83, 5 Fig., 4 Taf., Chicago 1964.

MELCHIOR, Dieter: Pollenanalytische Untersuchung eines Torfprofils in den Alpen. - Ungedr. Staatsexamensarbeit., Hochschule f.Erziehung, Fankfurt/M.: 34 S., 7 Abb., 2 Taf., Frankfurt/M. 1966.

MERIAN, Peter: Geologie der Vorarlberger Alpen. - Verh.Naturforsch.Ges., Basel 10: 150-156, Basel 1853.

MIGNON, Konrad: Geologischer Bericht über die Abdichtbarkeit des Formarin Sees. - Unveröffentl. Bericht. Ö.B.B.

--- : Zur Geologie des Raumes um den Formarin-See. - Unveröffentl. Bericht Ö.B.B.

--- : Geologischer Bericht zu den Hochbeileitungen Ost zum Spullersee. - Unveröffentl. Bericht Ö.B.B., Innsbruck 1961.

MILLER, Hubert: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. - Zeitschr.deutsch.geol.Ges. 113, 1961: 409 - 425, 6 Abb., Hannover 1961-62.

--- : Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges ("Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite. - Mitt. Bayer. Staatssamml.Paläont.hist.Geol. 3: 51-72, 2 Abb., 1 Tab., München 1963.

MÜLLER, German: Methoden der Sediment-Untersuchung. in Engelhardt, W.v. et al.: Sediment-Petrologie I.: 303 S., 91 Abb., 30 Tab., 3 Beil., Stuttgart 1964.

NICHOLLS, G.D.: Trace elements in sediments: an assessment of their possible utility as depth indicators. - Marine Geol. 5: 539-555, 3 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1967.

OSSWALD, Kurt: Geologische Karte und Geschichte der Wendelstein-Gruppe. - Mitt.Geogr.Ges. München 21, H.2: 3-124, 1 Geol.Kte. 1:25000, 1 Profiltaf., 1 tekton.Kte., München 1929.

PFEFFERKORN, Hermann W.: Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). - Münster. Forsch.Geol.Paläont. 9: 1-143, 82 Abb., 5 Taf., Münster 1968.

PLESSMANN, Werner: Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. - Geol.Mitt. 4: 69-82, 9 Abb., Aachen 1964.

POLL, Kurt: Die Diskussion des Deckenbaus in den Nördlichen Kalkalpen (I). - Zbl.Geol.Paläont. 1967, Teil I,5: 889-916, Stuttgart 1967.

--- : Die Diskussion des Deckenbaus in den Nördlichen Kalkalpen (II). - Zbl.Geol.Paläont. 1967, Teil I,6: 1079-1116, Stuttgart 1967.

PRICE, N.B.: Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments. - Marine Geol. 5: 511-538, 3 Abb., 5 Tab., Amsterdam 1967.

PURTSCHELLER, Fridolin: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brentagruppe. - Tschermaks mineral. petrograph.Mitt., (3), 8:167-217, 16 Abb., 1 Taf., Wien 1962.

QUENSTEDT, W.: Geologische Exkursion in das Achental-Gebiet (Tirol). - Geologica Bavarica 6: 55-64, 2 Abb., 1 Tab., München 1951.

REMANE, Jürgen: Les formations bréchiques dans le Tithonique du sud-est de la France. - Géol.Grenoble 36: 75-114, 6 Abb., 6 Taf., Grenoble 1960.

--- : Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. - Palaeontographica Abt. A, 123: 1-57, 18 Abb., 6 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1964.

REVELLE, R.R.: Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie Inst. Washington Publ. 556: 1-180, Washington 1944.

RICHTER, Dieter: Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. - Ungedr.Diss.F.U.Berlin 1954.

--- : Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. - N.Jb.Geol.Paläont., Abb. 105: 285-372, 7 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1957.

--- Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Hindelang und Arosa im Allgäu. - Geol.Rdsch. 46: 413-420, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957.

--- Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. - Beih.geol.Jb. 48: 45-128, 2 Taf., 25 Abb., 3 Tab., Hannover 1963.

--- Verkürzung von Fossilien und Entstehung von Flaser- und Knollenkalken durch Lösungsvorgänge in geschieferten kalkigen Gesteinen. - Geol.Mitt. 4: 235-248, 12 Abb., Aachen 1965.

RICHTER, Max: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. - Geotekton.Sympos. H.STILLE: 190-204, 9 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1956.

RICHTER, Max & SCHÖNENBERG, Reinhard: Über den Bau der Lechtaler Alpen. - Z.deutsch.geol.Ges. 105,1,1953: 57-79, 21 Abb., Hannover 1955.

RICHTER, Rudolf: Fluidal-Textur in Sediment-Gesteinen und über Sedifluktion überhaupt. - Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch. 6: 67-81, 2 Taf., Wiesbaden 1952.

RICHTHOFEN, Ferdinand von: Die Kalkalpen von Vorarlberg u. Nord-Tirol. I. - Jb.k.k.geol. Reichsanst. 10: 72-137, 11 Abb., 2 Taf., Wien 1859.

--- : Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol II. Jb.k.k.geol.Reichsanst. 12: 87-206, 23 Abb., 1 Taf., Wien 1861.

ROTHPLETZ, August: Geologische Alpenforschungen II. - 251 S., 99 Abb., 1 Geol.Kte. 1:25000, München 1905.

ROTSCHI, H.: Study of the iron, manganese, and nickel contents of some deep-see cores. - Cahiers Centre Recherches océanogr. 4: 2-22, Paris 1952.

SANDER, Bruno: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. - Mineral.petrogr.Mitt.,N.F. 48: 37-139 u. 141-209, 46 Abb., 13 Taf., 8 Diagr., Leipzig 1936.

SANDER, Karl: Tagebuch der geognostisch-montanistischen Bereisung eines Teiles des Oberinntaler Kreises im Jahre 1840-41. - Handschrift.

SCHIDLOWSKI, Manfred: Beitrag zur Geologie des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech (Vorarlberg, Österreich). - Unveröff.Diss., F.U.Berlin 1961.

--- : Zur Revision des ostalpinen Deckenbaus im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. - Zeitschr.deutsch.geol.Ges. 113, 1961: 161-175, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1961/62.

--- : Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzer Wald (Vorarlberger Kalkalpen). - Verh.geol.Bundesanst. 1962: 49-63, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1962.

SCHIDLOWSKI, Manfred: Ergebnisse geologischer Neuaufnahmen im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. - Jb. Vorarlberg. Landesmus.-Ver. 1966: 311-323, 5 Abb., Dornbirn 1966.

--- : Zur Frage jungkimmerischer Bewegungen in den Nördlichen Kalkalpen. - N.Jb.Geol.Paläont.Mh. 1967, H.4: 238-241, 1 Abb., Stuttgart 1967.

SCHLAGER, Wolfgang: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. - Mitt.Ges.Geol.u.Bergbaustud. 13: 41-120, 3 Taf., 1 geol.Kte. 1:25000, Wien 1963.

SCHMIDEGG, Oskar: Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I. - Jb.geol.Bundesanst. 98: 145-172, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1955.

SCHMIDT, Alois Richard: Tagebücher über die geognostisch-montanistische Bereisung des Kreises Vorarlberg aus den Jahren 1839-41. Handschrift.

SHAPIRO, Leonhard & BRANNOCK, W.W.: Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. - Geol.Surv.Bull. 1144-A: 1-56, Washington 1962.

SPENGLER, Erich: Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. - Zbl.Miner. 1927: 138-148, Stuttgart 1927.

--- : Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - in Schaffer, Franz X. (Edit.): Geologie von Österreich, Wien 1951.

STENGEL-RUTKOWSKI, Witigo: Die Geologie der Umgebung von Lech (Vorarlberg). - Ungedr.Diss.Marburg/L.: 152 S., 50 Abb., 13 Taf., 3 Beil., geol.Kte. 1:25000, Marburg 1960.

--- : Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). - Z. deutsch.geol.Ges. 113: 535-556, 7 Abb., Hannover 1962.

--- : Die Geologie der Umgebung von Lech. - Jb.Vorarlberger Landesmus. - Ver. 1964: 115-124, 2 Abb., Dornbirn 1964.

STUDER, Bernhard: Geologie der Schweiz. - 2 Bde., Bern/Zürich 1851/53.

TOLLMANN, Alexander: Ostalpen-Synthese. - 256 S., 23 Abb., 1 Taf., Wien 1963.

--- : Die Auswirkung der Jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Ostalpen. - N.Jb.Geol.u.Paläont.,Mh. 1965, H.8: 495-504, Stuttgart 1965.

TRAUTH, Friedrich: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh.geol. Bundesanst. 1943: 145-218, 3 Taf.,Wien 1948.

TRÜMPY, Rudolf: Wechselbeziehung zwischen Paläogeographie und Deckenbau. - Vierteljahresschr.Naturf.Ges.Zürich 100: 217-231, Zürich 1955.

--- : Paleotectonic evolution of the central and western Alps. - Bull.geol.Soc.Amer. 71: 843-908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.

TRUSHEIM, Ferdinand: Die Mittenwalder Karwendelmulde. - Wiss. Veröff.D.u.Ö.Alpenver. 7: 69 S., 3 Abb., 8 Taf., 1 geol. Kte. 1:25000, Innsbruck 1930.

ULRICH, Roland: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. - Geologica Bavarica 41: 99-151, 17 Abb., 1 Beil. München 1960.

WÄHNER, Franz: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. - 356 S., 96 Abb., 19 Taf., 1 geol.Kte., Leipzig und Wien 1903.

WEDEPOHL, K.H.: Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen. - Geochim.etCosmochim.Acta 18: 200-231, 2 Abb., 7 Tab., Oxford 1960.

WELLS, J.W.: Corals as bathometers. - Marine Geol. 5: 349-365, 11 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1967.

WENDT, Jobst: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). - N.Jb. Geol.Paläont., Abh. 132: 219-238, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1969.

WESTRUP, Jens: Das Gerstrubener Fenster in den Allgäuer Kalkalpen und seine Umgebung. - Ungedr. Dipl.-Arb., Marburg/L.: 93 S., 54 Abb., 2 Taf., geol.Kte. 1:25000, Marburg 1966.

--- : Das Fenster von Gerstruben und seine tektonische Stellung in den Allgäuer Kalkalpen. - Geologica et Palaeontologica 1: 35-47, 7 Abb., 1 geol.Kte., Marburg, 15.11.1967.

WIEDMANN, Jost: Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. I. Lieferung: Lytoceratina, Aptychi. - Abh. der Mathem.-Naturwiss.Klasse 1962: 148 S., 36 Abb., 1 Tab., 10 Taf., Wiesbaden 1962.

--- : Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien) I. Phylloceratina, Lytoceratina. - Palaeontographica A, 118: 119-237, 7 Taf., Stuttgart 1962.

WÖHRMANN, S. Freiherr von: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den nordtiroler und bayerischen Alpen. - Jb.k.k.geol.Reichsanst. 39: 181-258, 6 Abb., 6 Taf., Wien 1889.

--- : Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. - Jb.k.k.geol.Reichsanst. 43: 617-768, Wien 1893.

ZANKL, Heinrich: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. - Geol.Rdsch. 56: 128-139, 1 Abb., Stuttgart 1967.

ZAPFE, Helmuth: Aptychen-Lumachellen. - Ann.Naturhistor.Mus. Wien 66: 261-266, Wien 1963.

ZIEGLER, Bernhard: Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. - Geol.Rdsch. 56: 439-464, 20 Abb., Stuttgart 1967.

TAFELN 1 - 12

Taf. 1 Abb. 78: Radiolarit, Schliffbeschreibung s.S. 78
Abb. 79: hellgrauer Aptychenkalk mit Radiolaritkomponenten, Schliffbeschreibung s.S. 98
Abb. 80: hellgrauer Aptychenkalk, Schliffbeschreibung s.S. 98
Abb. 81: Coccolithen im Aptychenkalk, s.S. 99

Taf. 2 Abb. 82: hellgrauer Aptychenkalk mit Ammonitenquerschnitten, Schliffbeschreibung s.S. 99
Abb. 83: Oberjura-Kalk mit Resedimenten, Schliffbeschreibung s.S. 101
Abb. 84: Oberjura-Kalk mit Resediment, Schliffbeschreibung s.S. 105
Abb. 85: Ausschnitt aus Abb. 84

Taf. 3 Abb. 86: Oberjura-Kalk mit angebohrtem Resediment, Schliffbeschreibung s.S. 109
Abb. 87: Crinoidenreste in Oberjura-Kalk, Schliffbeschreibung s.S. 109
Abb. 88: Teilweise geflaserter Oberjura-Kalk, Schliffbeschreibung s.S. 113

Taf. 4 Abb. 89: angeätzter Calpionellenquerschnitt, s.S. 121
Abb. 90: Ausschnitt aus Abb. 89
Abb. 91: angeätzter Calpionellenquerschnitt, s.S. 121
Abb. 92: Grenze Aptychenkalk/Kreideschiefer, Schliffbeschreibung s.S. 131

Taf. 5 Abb. 93: Aufschluß der Grenze Unterkreide-Kalk/Kreideschiefer südlich des Mahdloch-Joches
Abb. 94: Schliffbild dieser Grenze, Beschreibung s.S. 132
Abb. 95: Aufschluß der Grenze Unterkreide-Kalk/Kreideschiefer nördlich der Ob. Grätlisgrat-Spitze
Abb. 96: Schliffbild dieser Grenze, Beschreibung s.S. 135

Taf. 6 Abb. 97: Ausschnitt aus Abb. 96
Abb. 98 - Schliffbilder aus der Grenzzone Unterkreide-
100:Kalk/Kreideschiefer, Beschreibung s.S. 135

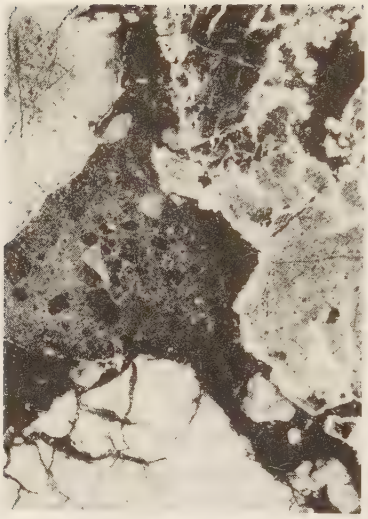
Taf. 7 Abb. 101 - Schliffbilder aus der Grenzzone Unterkreide-
102: Kalk/Kreideschiefer, Beschreibung s.S. 135
Abb. 103: Die Abschiebungen an der Ravensburger Hütte, Blick von Westen
Abb. 104: Spullersalpkopf nach Westen.

Taf. 8 Abb. 105: Das Gebiet des Spullersalpkopfes
Abb. 106: Das Gebiet der Gruben-Spitzen.

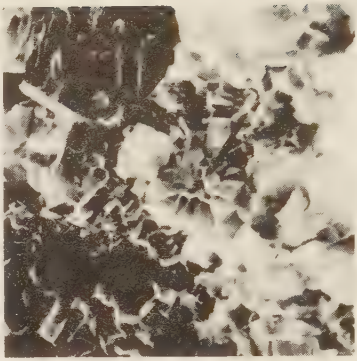
Die Abb. 105 und 106 zeigen Ausschnitte aus dem Luftbild Nr. 1327 (Flug "Staatskarte Vorarlberg/1951"). Vervielfältigt mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien; G.Z. L 60.275/69.

Taf. 9 Abb. 10: Profile durch den Oberjura am Süd-Rand der Spuller-See-Mulde

Taf. 10: Tektonische Karte der Spuller-See-Mulde
Taf. 11: Lage der Profile
Taf. 12: Profiltafel



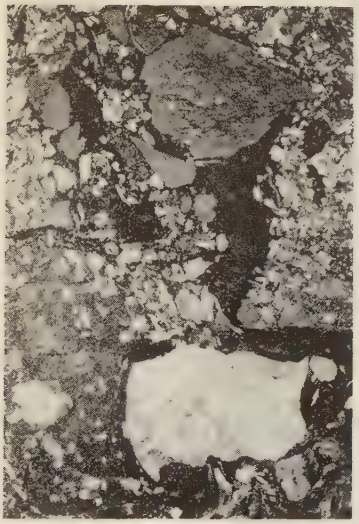
79 5 mm



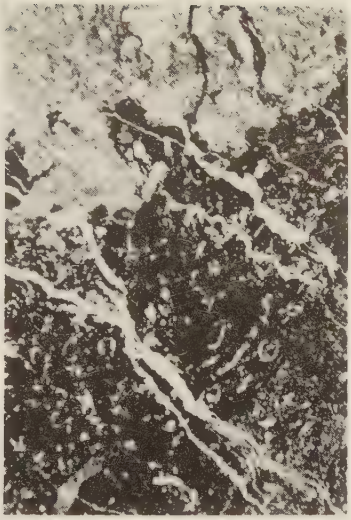
81 5µm

78 5 mm

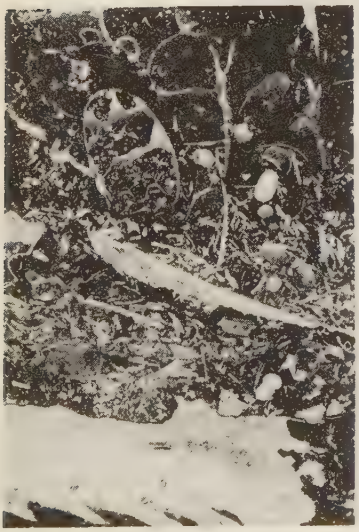
80 5 mm



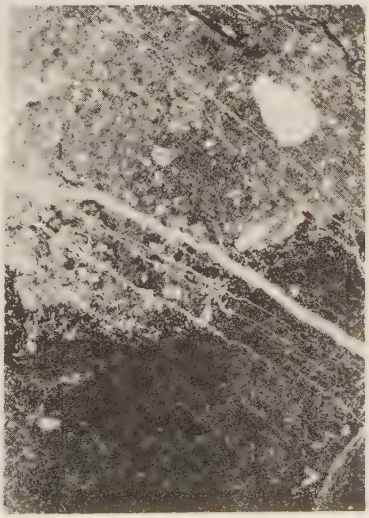
83 5 mm



85 1 mm

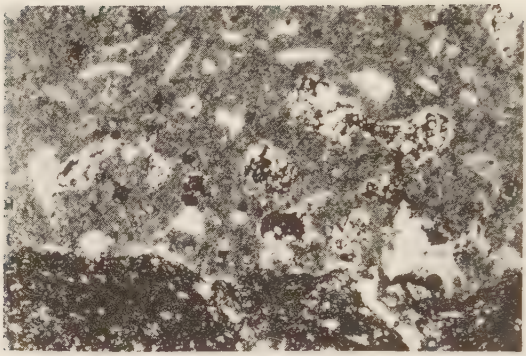


82 5 mm



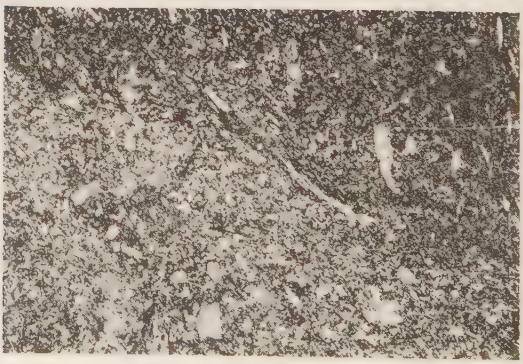
84 5 mm

Tafel 3

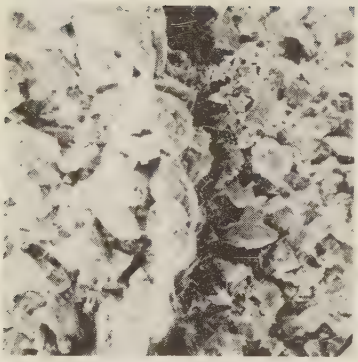


86

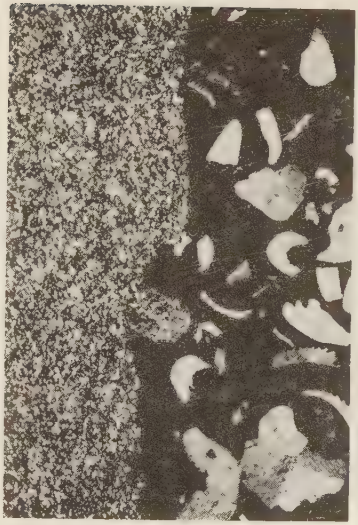
87



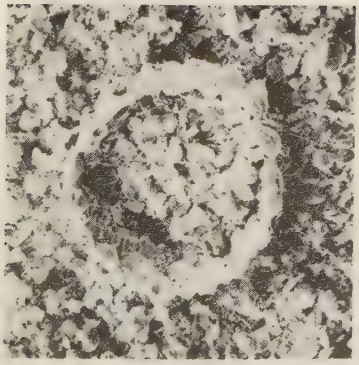
88



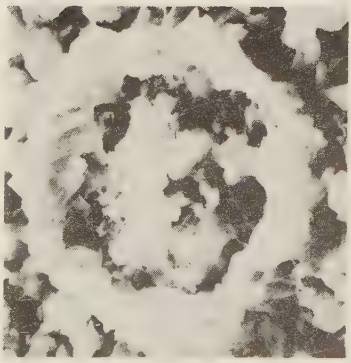
90 10µm



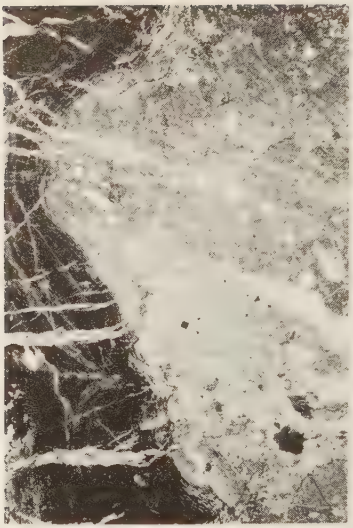
92 5mm



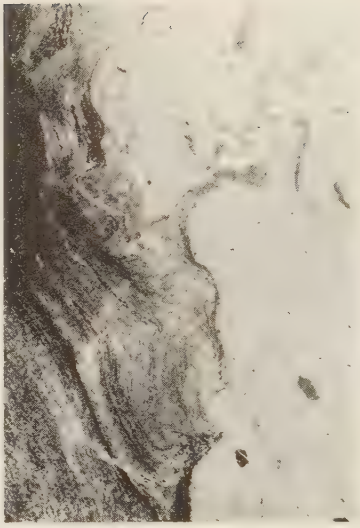
89 20µm



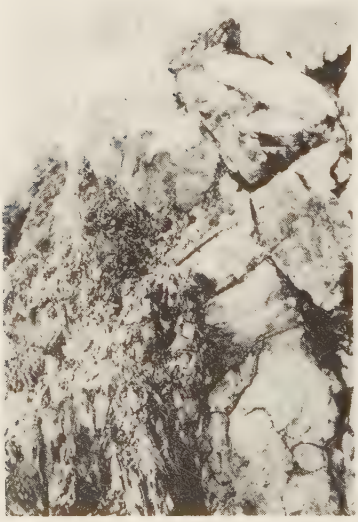
91 10µm



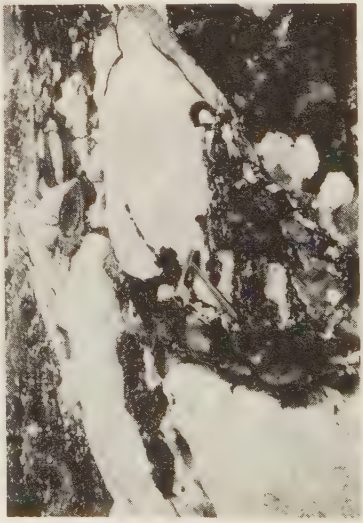
94 10 mm ← 96



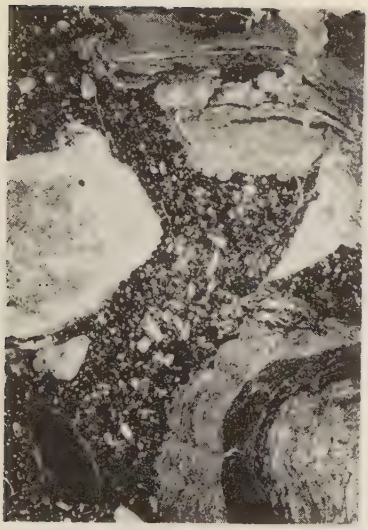
10 mm ←



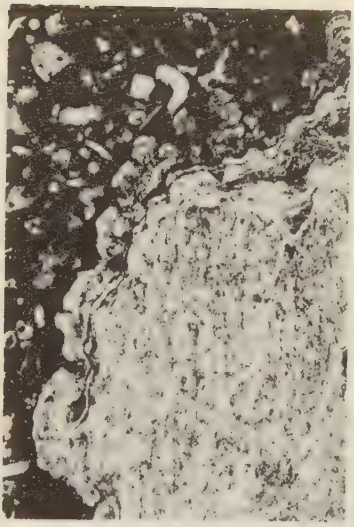
93 ←



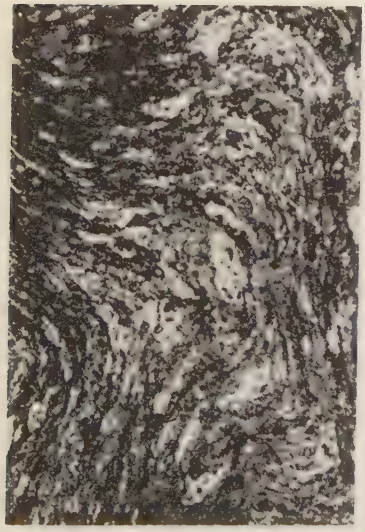
95 ←



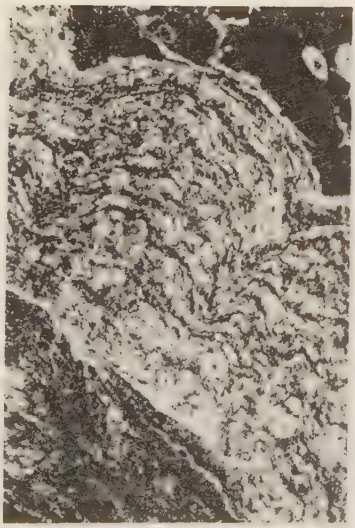
98 10 mm



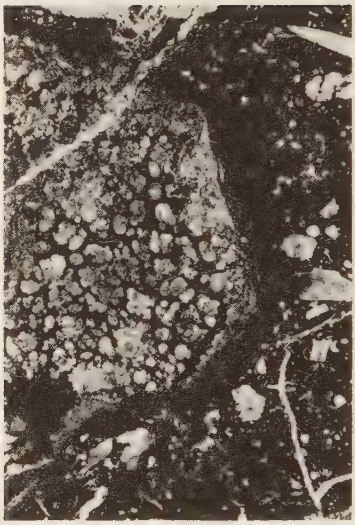
100 1mm



97 1mm



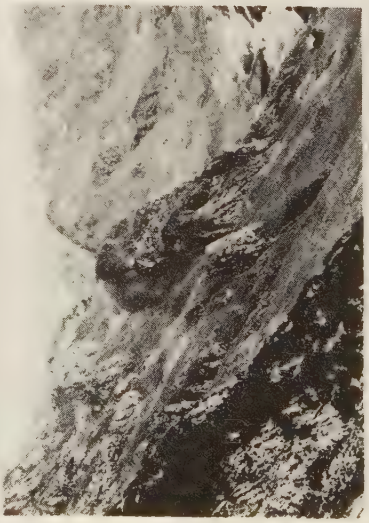
99 1mm



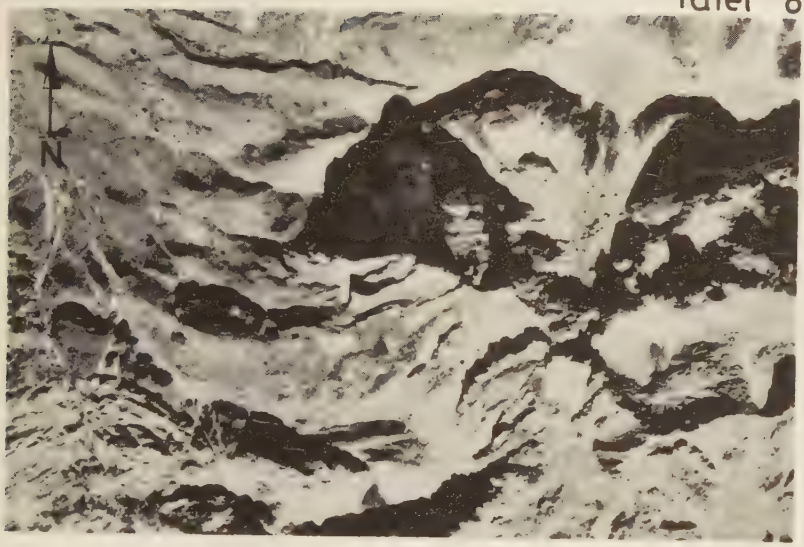
102 5 mm

104

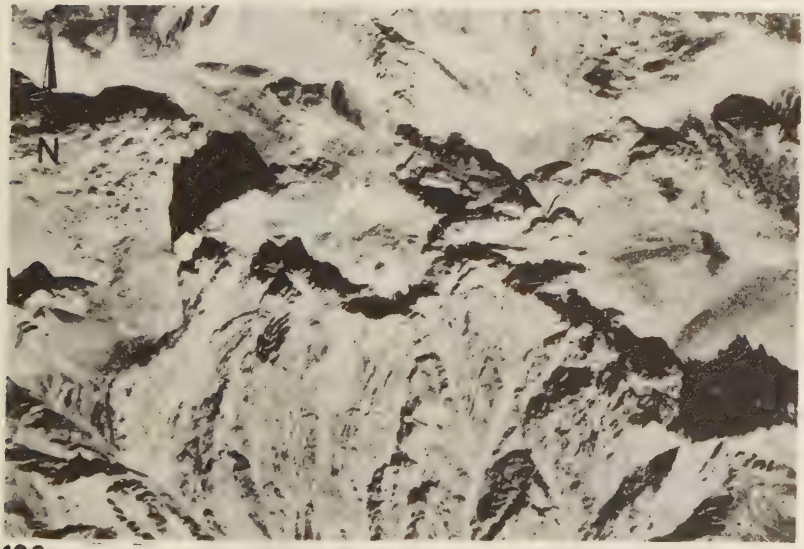
101 1 mm



103



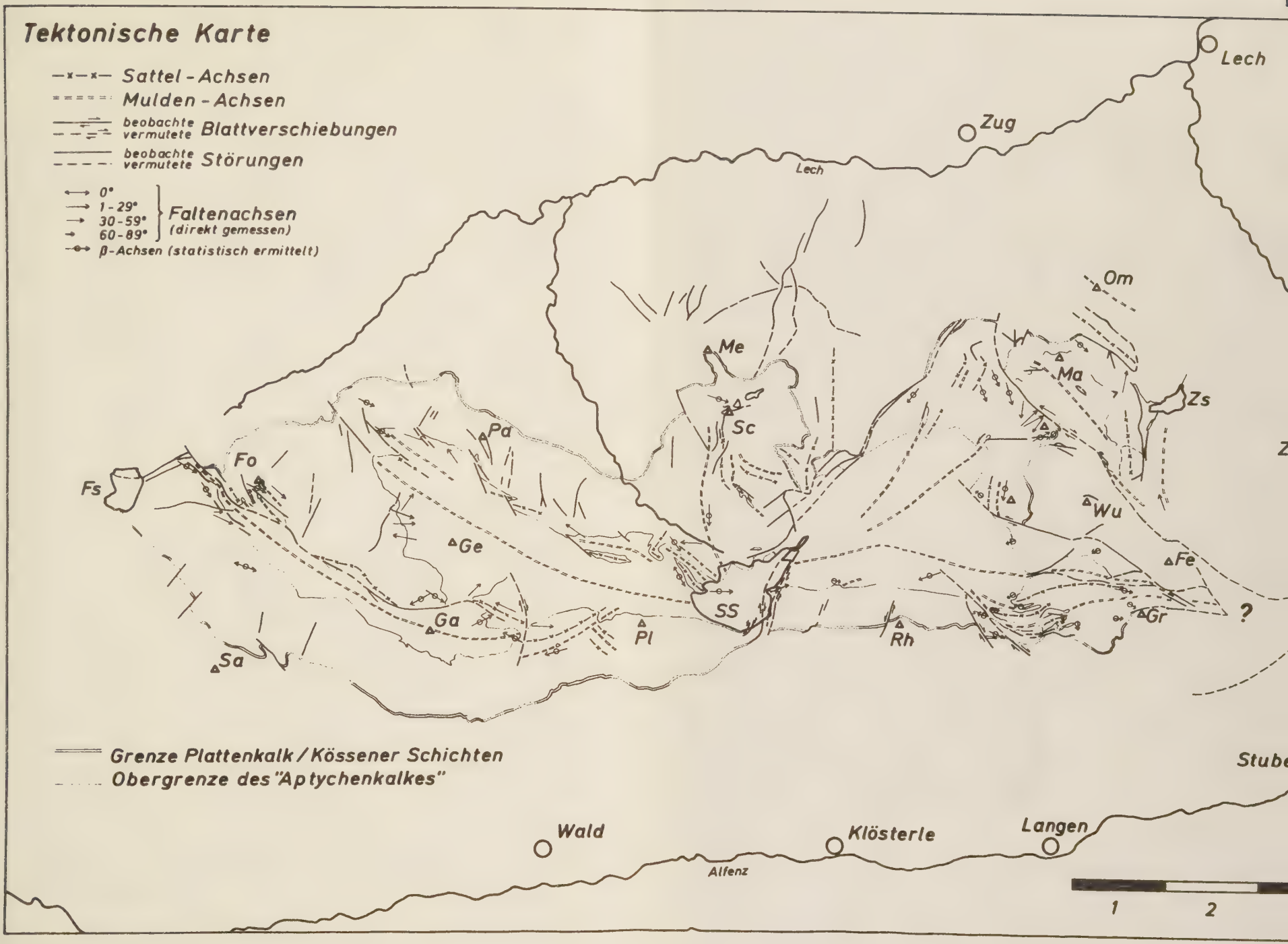
105

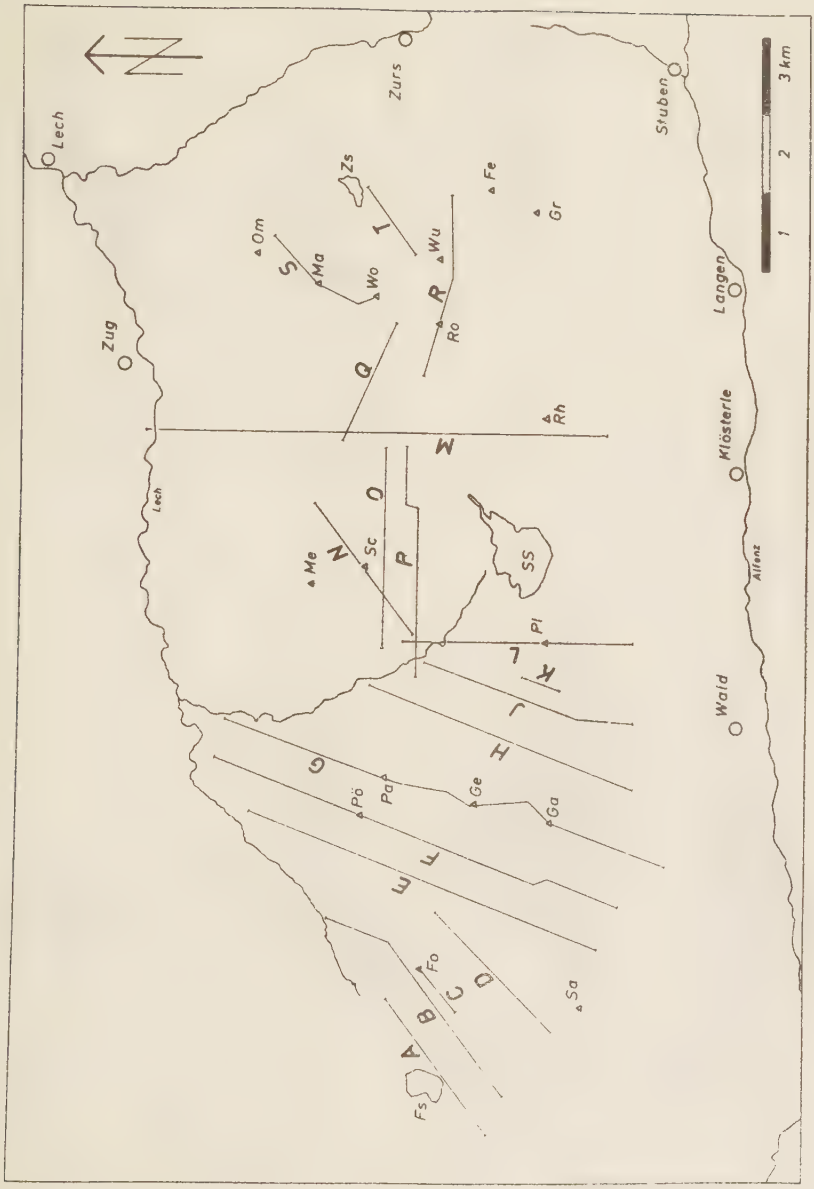


106

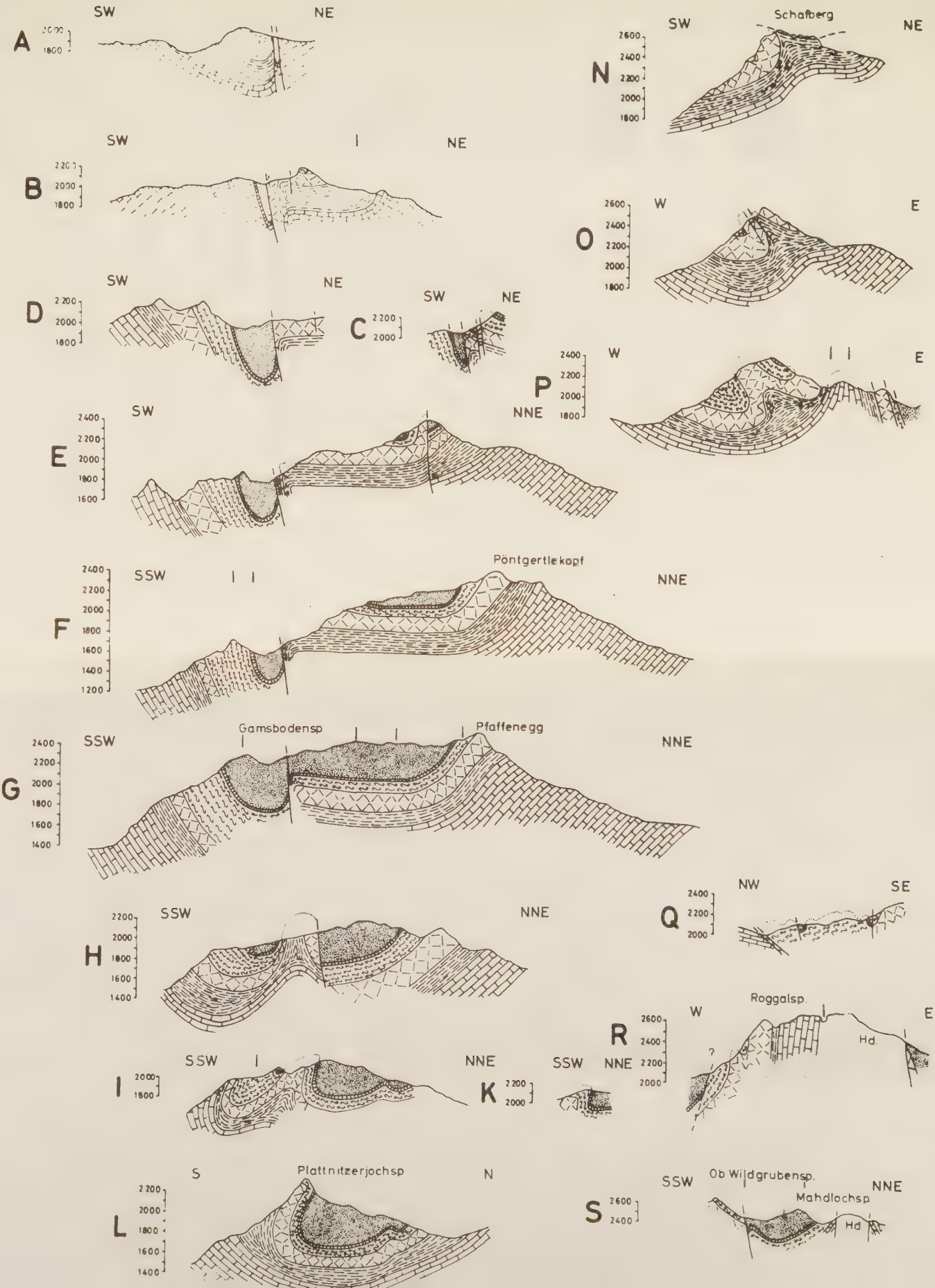
Abb. 10: Profile durch den Oberjura am Süd-Rand der Spuller-See-Mulde

Tafel 9


Tektonische Karte
Sattel-Achsen
Mulden-Achsen
beobachtete Blattverschiebungen
vermutete Blattverschiebungen
beobachtete Störungen
vermutete Störungen
0°
1-29°
30-59°
60-89°
Faltenachsen (direkt gemessen)
β-Achsen (statistisch ermittelt)
Lech
Zug
Lech
Om
Me
Ma
Zs
Sc
Pa
Fo
Fs
Ge
Wu
Fe
SS
Ga
Gr
?
Pl
Rh
Sa
Grenze Plattenkalk / Kössener Schichten
Obergrenze des "Aptychenkalkes"
Stube
Wald
Klösterle
Langen
Alfenz
1
2

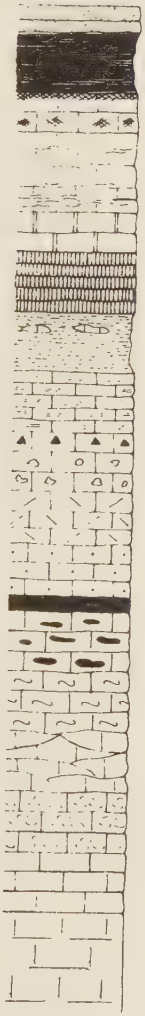


Lage der Profile


A
SW
NE
1800
B
SW
NE
2000
1800
C
SW
NE
2200
2000
D
SW
NE
2200
2000
1800
E
SW
2400
2200
2000
1800
1600
F
SSW
NNE
Pöntgertlekopf
2400
2200
2000
1800
1600
1400
1200
G
SSW
NNE
Gamsbodensp
Pfaffenegg
2400
2200
2000
1800
1600
1400
H
SSW
NNE
2200
2000
1800
1600
1400
I
SSW
NNE
2000
1800
K
SSW
NNE
2200
2000
L
S
N
Plattnitzerjochsp
2200
2000
1800
1600
1400
N
SW
NE
Schafberg
2600
2400
2200
2000
1800
O
W
E
2600
2400
2200
2000
1800
P
W
E
NNE
2400
2200
2000
1800
Q
NW
SE
2400
2200
2000
R
W
E
Roggalsp.
Hd.
?
2600
2400
2200
2000
S
SSW
NNE
Ob Wildgrubensp.
Mahdlochsp.
Hd
2600
2400

Tafel

Legende zu den Säulenprofilen



Sandstein

Schiefer

Kalk mit Mn - Fe Kruste
Mn - Führung

Flaserkalk

Kieselkalk

Radiolarit

Mergel mit Kalkknollen

mergeliger Kalk

Kalk mit Resedimenten
mit Radiolaritbruchstücken

Spatkalk

spätiger Kalk

Radiolaritlage

Kalk mit Hornsteinen

Fleckenkalk

unregelmäßig gebankter Kalk

Schillkalk

bankiger Kalk

dickbankiger bis massiger Kalk

Legende zu den geologischen Skizzen

Kreideschiefer

Aptychenkalk

Radiolarit und Äquivalente

Allgäu - Schichten

Unterlias - Rotkalk

Rätolias - Kalk

Kössener Schichten

Hauptdolomit und Plattenkalk

L e b e n s l a u f

Am 26.1.1942 wurde ich als Sohn des Professors Dr. Johann-Gerhard Helmcke und seiner Ehefrau Dr. Magdalene Helmcke, geb. Gdaniec, in Berlin-Nikolassee geboren. Die ersten Lebensjahre verbrachte ich in Bergerdamm über Nauen bei Berlin, wo ich Ostern 1948 eingeschult wurde. Seit Frühjahr 1949 besuchte ich die 10. Grundschule in Berlin-Neukölln, ab 1952 die 2. Grundschule in Berlin-Neukölln. Vom Frühjahr 1954 bis zum 3.3.1961 besuchte ich den altsprachlichen Zug der Albert-Schweitzer-Schule, Berlin Neukölln. Vom Sommersemester 1961 bis zum Wintersemester 1962/63 studierte ich an der Philipps-Universität in Marburg/Lahn Geologie und legte dort im April 1963 meine Diplomvorprüfung für Geologen ab. Im Sommersemester 1963 und im Wintersemester 1963/64 studierte ich an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich/Schweiz Geologie; anschließend wieder an der Philipps-Universität in Marburg/Lahn. Die Diplom-Prüfung für Geologen legte ich im Sommersemester 1967 ab. Die Arbeit an der Dissertation begann ich im Sommer 1964.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten ANDERSON, BARTH, BREHLER, DRAWERT, DIMROTH, FRICKE, GUNZERT, JACOBSHAGEN, KESSEL, KOCKEL, LESCHIK, LINDSTRÖM, LOHSE, MAHR, PFEIL, Wo. SCHMIDT, SEIDEL, TRUNKO, UDLUFT, VORTISCH, WALCHER, WALLISER, WINKLER, in Marburg; BACH, BAMBERGER, BURRI, DAL VESCO, GANSSER, GASSMANN, GRÜNENFELDER, HANTKE, HOFMANN, KUHN-SCHNYDER, LEUPOLD, de QUERVAIN, TRÜMPY u. B. ZIEGLER in Zürich.